

UNIVERSITY OF HAWAII
LIBRARY

JUL 19 '50

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie
de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II — Tome V

B. V.

NAPOLI

R. STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI

Via Cisterna dell'Olio

1939 - XVII

Printed in Italy

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE

Organe de l'ASSOCIATION DE VOLCANOLOGIE
de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Série II. - Tome V. - 1939.

CONDITIONS DE PUBLICATION

1. Commission de Publication. — La Commission de Publication est constituée par le Comité exécutif de l'Association de Volcanologie de l'Union géodésique et géophysique internationale :

Elections d'Édimbourg, 1936. Président : Prof. A. MICHEL-LÉVY (France) ; V. Présidents : D.r T. JAGGAR (Etats Unis) ; D.r J. E. RICHEY (Angleterre) ; Prof. D.r B. G. ESCHER (Hollande) ; Secrét. général : Prof. F. SIGNORE (Italie).

2. Correspondance. — Pour toute communication relative au Secrétariat général de l'Association internationale de Volcanologie et à la rédaction adresser : Prof. F. SIGNORE, Via Tasso, 199. Napoli - (Italie).

3. Insertions. — Seuls sont insérés, s'il y a lieu, les articles ayant pour auteurs les Membres des Comités nationaux et des Sections volcanologiques et les Volcanologistes délégués officiels aux Assemblées générales de l'Union, *ou les articles d'autres présentés par ces personnalités.*

Les opinions et théories émises n'engagent que leurs auteurs.

Les textes adressés au Secrétaire doivent être *dactylographiés*, au recto seulement, *sous leur forme définitive*, les figures bien dessinées, de préférence sur carton blanc du type bristol, prêtes à être reproduites par clichage typographique. Il est avantageux de les faire dessiner plus grandes qu'elles ne doivent l'être dans le Bulletin.

Les originaux des articles et dessins ne sont pas rendus.

4. Bibliographie. — Toute publication adressée au Secrétaire fera l'objet d'un compte rendu sommaire analytique (non critique). Les auteurs sont priés de joindre eux-mêmes ce compte rendu à la publication, en lui donnant une étendue proportionnée à l'importance de celle-ci.

(Voir la suite à p. 3 de la couverture)

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie
de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II — Tome V


B. V.

NAPOLI

R. STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI

Via Cisterna dell'Olio

1939 - XVII



Digitized by the Internet Archive
in 2023 with funding from
Kahle/Austin Foundation

NOTES, MEMOIRES ET RAPPORTS DE VOLCANOLOGIE

PROF. ALFRED LACROIX
SECRÉTAIRE PERPÉTUEL DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES
DE L'INSTITUT DE FRANCE

Les transformations récentes du sommet du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'Ile de la Réunion

(Avec 14 planches)

En 1925, j'ai donné dans ce Bulletin ¹⁾ une note intitulée *Succession des éruptions et bibliographie du volcan actif de la Réunion*. Elle est précédée par une description sommaire de ce volcan, de son activité et de ses laves. Je songeais alors à une monographie volcanologique et lithologique de cette colonie : diverses circonstances ne m'ont permis de la publier ²⁾ que onze ans plus tard. Un Supplément à cet ouvrage vient de paraître ³⁾, nécessité par des phénomènes importants, en voie d'évolution, qui sont l'objet de la présente note.

Sans revenir sur toutes les questions traitées dans ces deux volumes, je me propose seulement d'attirer ici l'attention sur des transformations du sommet de ce volcan actif, le Piton de la Fournaise, qui permettent d'interpréter un fait de son histoire antérieure resté assez obscur et qui fournissent en outre matière à observations directes

1) *Bull. Volcan.* Nos 3 et 4, 1925, pp. 20 - 56 + une carte.

2) *Le Volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits*. Paris (Gauthier-Villars édit.) 1936, I-IX, 297 p. et 68 planches photographiques et une carte.

3) *Le Volcan actif de la Réunion (Supplément) et celui de la Grande-Comore*. Paris (Gauthier-Villars), 1938. 57 p. et 16 planches phot. et une carte. Cet ouvrage renferme des additions et quelques rectifications aux données fournies en 1925, sur la Succession des éruptions et la bibliographie du volcan.

sur le mécanisme de la formation de celles des caldeiras qui ne doivent rien à des phénomènes explosifs.

L'Ile de la Réunion est de nature entièrement volcanique. Elle résulte de l'accolement de deux grands édifices.

L'un, depuis longtemps muet, est le *Piton des Neiges*, dont les dernières éruptions ont été basaltiques, mais qui, dans le passé, a fourni non seulement des basaltes prédominants, mais encore des laves de composition très différente ¹⁾; l'ensemble a été pénétré par des intrusions de roches grenues de nature non moins complexe. L'autre est le *Massif du Piton de la Fournaise*, qui tire son nom de l'appareil, aujourd'hui actif, et se dresse dans une caldeira terminale.

Le Massif du Piton de la Fournaise, pris dans son sens le plus large, est formé par l'emboîtement de trois cônes successifs, tous de nature exclusivement basaltique ²⁾.

Le *cône externe*, en contact avec le massif du Piton des Neiges, supporte sur ses pentes antérieures de nombreux puys stromboliens, souvent associés à des coulées. Il présente à son sommet une vaste caldeira, en partie démantelée, dont il reste cependant, du côté de l'Est, un grand lambeau, appelé l'Enclos des Sables. Celui-ci, limité par de hauts Remparts, renferme aussi des puys stromboliens, en relation avec le cône interne; ces puys sont accompagnés de coulées de lave épanchées sur le fond de l'Enclos des Sables.

Ce *Cône interne* est, lui aussi, creusé d'une caldeira, l'Enclos Fouqué, au milieu de laquelle se dresse le *Piton de la Fournaise* (s. s.) Elle est bordée par des falaises, entaillées dans une succession de coulées basaltiques peu

¹⁾ Elles font l'objet du Chapitre II, pages 197 à 254, de mon ouvrage de 1936.

²⁾ Ceci est exact pour les parties accessibles du massif, mais doit sans doute s'appliquer aussi à ses parties profondes inaccessibles, car aucune coulée n'a rapporté d'enclave d'un autre type lithologique. Les paroxysmes explosifs ont été extrêmement rares dans le passé. Ils n'ont rejeté (1860 par ex.) que des basaltes, d'ordinaire doléritiques et souvent holocristallins.

épaisses. Dans le pays ces falaises sont appelées des Remparts.

L'Enclos Fouqué mesure 7 kilomètres de diamètre. Il est régulièrement circulaire et intact, sauf dans sa partie orientale, où les cônes intérieur et extérieur ont été entamés par une large et profonde brèche, descendant jusqu'à la mer : c'est un *barranco*, rappelant celui de Las Palmas ; il est encaissé par *les Remparts du Bois Blanc* au Nord, *du Tremblet* au Sud. C'est par cette brèche, large d'environ 7 kilomètres, que les laves, émises par les fentes ouvertes dans le flanc oriental du Piton de la Fournaise, s'écoulent dans la direction de la mer ; elles atteignent souvent celle-ci. De ce barranco, la partie haute, aux pentes rapides, est ce qu'on appelle les *Grandes Pentes*, les parties plus basses constituent le *Grand-Brulé*.

Dans les directions autres que celle du barranco, les laves émises par le Piton sont arrêtées par les Remparts, au pied desquels elles s'étalent en larges coulées, qui sont plus souvent à surface continue qu'à surface en gratons. Cette région relativement plate des bords de la caldeira est appelée la *Plate-forme*.

Il arrive parfois aussi, surtout quand les fentes ouvertes dans les flancs du Piton sont voisines de la région orientale, que les coulées, après avoir cheminé sur la Plate-forme se dirigent vers le barranco et y descendent, en longeant le pied du Rempart du Bois-Blanc (vallée des Osmonds) ou du Rempart du Tremblet.

Une photographie prise d'avion, représentée par la planche I, donne sur la forme et la situation du Piton de la Fournaise, par rapport à la caldeira, une idée plus nette que celle résultant de l'examen de ce volcan, quand on fait, à pied, le tour de la caldeira en longeant ses Remparts. On le voit là, sur le bord de la Plate-forme, dominant les Grandes Pentes et la vallée des Osmonds.

Le Piton est essentiellement constitué par l'accumulation de coulées basaltiques peu épaisses. Les produits pyroclastiques y jouent un rôle minuscule.

Le sommet du Piton de la Fournaise

Abordons maintenant le sommet du Piton, objet de cette note, pour suivre ses modifications dans le temps.

Jusqu'au milieu du XVIII^e siècle, il était terminé par un cratère unique, auquel BORY de SAINT-VINCENT a donné son nom, lors de son exploration de 1802. Alors, comme aujourd'hui, le bord de son cratère constituait le point culminant de la montagne (2.635 mètres).

Tout près de ce cratère, et légèrement en contrebas, s'est ouvert, en 1766, du côté de l'Est, un cratère qui n'allait pas avoir une longue existence. Une aquarelle, faite en 1772 par LISLET ¹⁾, intéressante malgré quelques défauts que j'ai discutés ²⁾, montre qu'il était en éruption à cette époque et que le cratère Bory ne donnait plus que de faibles vapeurs qui allaient peu à peu s'atténuer, puis disparaître.

En 1791, deux observateurs, le Capitaine BERTH et le créole Bourbonnais, Joseph HUBERT, constatent qu'à la place de ce cratère de 1766 se trouvait un élégant édifice, formé par des coulées de laves cordées et creusé d'un très petit cratère. Le dessin qu'en a fait BORY de St. VINCENT a été souvent reproduit. Dans mon ouvrage de 1936, je l'ai donné ³⁾, à côté de la photographie d'un de ces cônelets de lave, si fréquents à la surface des coulées de l'Enclos Fouqué (Pl. II), et la comparaison ne laisse pas de doute sur sa nature. En m'appuyant sur mes observations de 1911, qui sont rappelées plus loin, je considère qu'après 1772, et à une date qui ne peut être précisée, le cratère de 1766 a été rempli par un afflux de lave, sur quoi a été édifié ce petit *Mamelon Central* dont personne n'a suivi le fonctionnement ; en 1791, il ne fournissait plus que quelques fumerolles sulfhydriques.

¹⁾ *Op. cit.* 1936 pl. I.

²⁾ *Op. cit.* 1938, p. 19.

³⁾ *Op. Cit.* 1936, pl. III.

En juillet 1791, les deux explorateurs précités ont constaté l'ouverture d'une bouche nouvelle, un peu plus à l'Est et un peu au dessous du *Mamelon Central*. Cette bouche, appelée par BORY DE SAINT VINCENT, *cratère Dolomieu*, a été le *cratère brûlant* du volcan pendant tout le XIX^e siècle.

A une époque longtemps indécise, mais qu'aujourd'hui je suppose avoir été comprise entre 1817 et 1825 ¹⁾, s'est produite une modification importante du sommet du Piton. Il est possible d'expliquer sa genèse, à l'aide des phénomènes récents qui vont être décrits plus loin. En tous cas, il est véritablement singulier qu'une telle transformation soit passée inaperçue dans la colonie, car c'est seulement en 1851 que les faits qui suivent ont été signalés par MAILLARD. A cette époque, cet ingénieur a indiqué que tout ce qui existait dans l'espace compris entre le cratère BORY et le cratère Dolomieu, c'est-à-dire l'emplacement sur lequel se trouvait le *Mamelon Central* et ses alentours, avait disparu et avait été remplacé par une vaste cuvette en forme de croissant (je l'ai appelée *Enclos Vélain*), entaillant le flanc extérieur oriental du cratère Bory et enserrant la pente extérieure occidentale du cratère Dolomieu.

Désormais, le sommet du Piton était donc creusé de trois cavités cratériformes : Bory, Vélain, Dolomieu, de l'Ouest à l'Est.

Les personnes (MAILLARD, VÉLAIN, VON DRASCHE, HERMANN), qui, de 1874 à 1890, ont publié le récit d'une visite au cratère brûlant, l'ont défini avec des dimensions différentes, attribuant à son diamètre de 150 à 400 mètres et à sa profondeur de 25 à 300.

Le 28 octobre 1911, je n'ai pas trouvé de cratère du tout. A sa place, son emplacement était constitué par un petit plateau bombé recouvert par des laves en échaudés ²⁾

1) J'ai discuté cette question et donné des preuves de ce que j'avance ici dans mon volume de 1938, p. 22.

2) J'ai appelé « laves en échaudés » (*Op. Cit.* 1936, p. 96) des laves à surface continue, ayant le même aspect extérieur que les laves cor-

dont les courants s'étaient déversés dans toutes les directions pour descendre sur les pentes extérieures du Piton, sauf du côté sud, où se voyaient quelques laves plus anciennes, à surface continue. Il s'agissait donc là du remplissage du cratère Dolomieu par une lave très récente, car de ses fissures s'élevait de la vapeur d'eau légèrement acide, expliquant les enduits blancs de sulfates solubles qui revêtaient leurs parois. Ce dernier épanchement s'était fait d'une façon tranquille, car aucun produit de projection ne recouvrait la lave.

Sur la pente occidentale du Piton, se trouvaient des fentes transversales de direction Nord-Sud, d'où le magma avait coulé dans l'Enclos Vélain; ces fentes étaient garnies d'un enduit de verre basaltique, stalactiforme par places. J'ai figuré 1) l'une de ces fissures, couverte localement par de petits cônelets de lave vitreuse, d'où s'était échappé aussi du magma. Sur les bords même de cette fente se trouvaient de petites projections hawaïennes, contournées, de basalte vitreux, semblables à celles de la figure 2 de la planche XI.

A l'aide de photographies 2), de croquis faits sur place et de mes notes, avec l'adjudant-chef, du Service géographique de l'armée, J. SOULAS, nous avons pu construire la planche IV, qui n'est qu'un schéma, car aucune mesure précise n'a pu être faite au cours de mon exploration qui a été trop rapide.

Il semble qu'à partir de 1911, à plusieurs reprises, s'est écoulée tranquillement de ces fentes beaucoup de lave très fluide, car une photographie faite en 1930 par M. AUBERT DE LA RUE, (Pl. VIII, fig. 1), comparée aux

dées, etc. mais rendues légères et fragiles par l'abondance, et les grandes dimensions des bulles gazeuses, à formes irrégulières. Elles ne se trouvent que dans le cratère central ou dans son voisinage. La Fig. 2 de la Pl. III représente la cassure d'une telle lave et la Fig. 1 celle d'une lave cordée.

1) *Op. Cit.*, 1936, pl. X, fig. 2 et 3.

2) *Op. Cit.*, 1936, pl. IX et X.

miennes, montre que cette grande cavité était alors en partie remplie par du basalte neuf.

Néoformation d'un cratère

Mais, en 1927, des phénomènes d'un autre ordre ont commencé à se produire : les visiteurs du volcan ont vu tout d'abord apparaître, sur l'emplacement de l'ancien cratère brûlant, une petite cuvette d'une centaine de mètres de diamètre et de quelques mètres de profondeur ; agrandie en 1929, elle avait pris, en 1930, un aspect nettement cratériforme et était remplie de magma fluide.

En novembre 1933, M. Maurice JEAN constate, au milieu des laves de l'Enclos Vélain, la présence d'un effondrement de 100 à 150 m. de diamètre, de 20 à 30 de profondeur. Il y voit du magma neuf et aussi une série de fissures.

Plus tard, des observations en avion montrent que la cloison séparant les deux cavités précitées a disparu : il s'est formé ainsi ce que j'appellerai désormais le *Cratère Nouveau* : il s'agrandit peu à peu.

Enfin, en septembre 1936, pour la première fois, des photographies en avion ont pu être faites par le Commandant WACHENHEIM, Chef du Service aéronautique de Madagascar, et par M. Jean ARNOUX de l'Aéro-club Roland-Garros de Saint-Denis. Elles permettent d'étudier tous les détails du gouffre, à parois verticales, représenté par les planches VI et VII, et mesurant 600 mètres \times 400 m., avec 120 m. de profondeur. La comparaison du schéma de la figure V et de celui de la fig. IV, permet de voir nettement la différence existant entre l'état actuel et celui de 1911.

La fig. 1 de la Pl. VIII représente, telles qu'elles existaient en 1930, les coulées de l'Enclos Vélain, au point où elles venaient buter contre la pente orientale du Bory.

La figure 2 de la même planche fait voir les restes de ces coulées après les effondrements de 1936. Sur une

paroi verticale du Cratère Nouveau on voit la structure de ces coulées successives.

Les Fentes. Les planches VI et VII et celles reproduites 1) dans mon ouvrage de 1938 montrent qu'au voisinage du nouveau cratère le sommet du Piton est sillonné de nombreuses et longues fentes récentes, plus ou moins rectilignes, les unes radiales, les autres voisines ou non d'une tangente aux bords du cratère.

Ces fentes ont de 0m25 à 1m50 de largeur : elles sont la reproduction exacte de celles que j'ai vues en 1911 dans la région aujourd'hui effondrée : elles aussi ont laissé échapper du magma, mais en faible quantité. Leurs parois vitreuses sont plus ou moins stalactiformes. La planche IX représente l'une d'elles, les planches X et XI, les stalactites et stalagmites qui y ont été recueillies et aussi (Pl. XI) de petites projections hawaïennes ramassées sur leurs bords.

Eruption en 1937

Toutes ces manifestations se sont produites en silence et sont passées presque inaperçues dans la colonie, tant on s'y occupe peu du volcan qui n'est que très exceptionnellement visité par les touristes, mais, le 12 août 1937, une famille de Saint-Denis ayant entrepris une promenade au volcan, s'est trouvée en présence d'une activité inusitée. Arrivée au Pas de Bellecombe, qui est le seul point, d'où il soit possible, sans trop de peine, de descendre dans l'Enclos Fouqué, elle vit avec stupéfaction s'élever du cratère Bory, muet depuis plus d'un siècle, une haute colonne de vapeurs accompagnée de détonations.

Que s'était-il passé ? Une fente nouvelle s'était ouverte sur le bord même de ce cratère et s'était prolongée le long de la pente sud du Piton, mais la paroi du cratère n'avait pas tardé à céder, et un courant de lave était descendu dans le Bory pour s'étendre à sa surface (Pl. XII). Puis, comme cela a lieu d'ordinaire dans le cas de fentes radia-

1) *Op. cit.*, 1938 pl. LXIX : LXXII.

les, l'afflux de lave s'est bientôt localisé dans la partie la plus basse de la fente et la lave est descendue sur les pentes extérieures du Piton, vers la Plate-forme. Les vapeurs et les explosions observées, le 12 août, s'élevaient non seulement de l'ouverture initiale de la fente, mais aussi de la lave étalée dans le cratère.

Cette observation est intéressante : c'est à ma connaissance le premier exemple connu du remplissage *per descensum* du cratère terminal d'un volcan par un afflux de lave.

Telles sont les observations que m'a relatées M. JEAN en m'envoyant des échantillons recueillis dans le cratère Bory et en divers points des bords de la fente (Pl. X et XI).

Pour interpréter ce cas singulier, on peut supposer que les fentes ayant alimenté le cratère Bory dans le passé, sont trop solidement cicatrisées par d'anciennes laves, pour avoir pu être ouvertes à nouveau au cours de la dernière éruption, dont l'intensité était minime, et ainsi s'expliquerait pourquoi des fentes nouvelles ont déchiré la crête du cratère, où la résistance était moindre, et non pas son fond.

La lave de cette éruption appartient au type basaltique, pauvre en olivine et renfermant une petite quantité de silice libre potentielle. Je renvoie pour son étude minéralogique et chimique au Supplément de mon ouvrage.

Je ferai seulement remarquer que l'examen minéralogique des stalactites et des stalagmites des fentes vient confirmer l'interprétation que j'ai donnée antérieurement ¹⁾ des particularités minéralogiques et structurales des stalactites et stalagmites des tunnels de lave si fréquents à la Réunion, Consolidées rapidement au contact de l'air, elles possèdent la même composition minéralogique et la même structure que la lave épanchée sur les bords des fentes. On n'y constate ni la structure et le grain plus gros, avec tendance doléritique, ni les minéraux d'origine pneumatolytique, s'observant dans les pièces similaires des tunnels de lave, car dans ces fentes ouvertes

¹⁾ *Op. cit.*, 1936, p. 166.

n'ont pu se produire ni des phénomènes de recuit ni une lente cristallisation, accompagnés d'actions pneumatolytiques.

Les faits qui viennent d'être exposés ont aussi un grand intérêt en ce sens qu'ils donnent la clé du mécanisme de la disparition, jusqu'ici inexpliquée, du Mamelon Central et de la formation de l'Enclos Vélain.

Il n'est guère douteux, en outre, que les phénomènes actuellement en voie d'évolution soient une réplique atténuée de ceux jadis mis en oeuvre sur une échelle plus grande, pour donner naissance aux anciennes caldeiras (l'Enclos Fouqué et antérieurement l'Enclos des Sables encore plus vaste), ainsi qu'au barranco du Grand-Brûlé.

Ce sont là des cas typiques de caldeiras d'effondrement.

Il est important d'insister sur ce que ces résultats dont je viens de donner le résumé et qui ont transformé si profondément la morphologie du sommet du Piton, ont été acquis jusqu'ici sans cataclysme, sans bruit perceptible au loin, sans oscillation du sol, du moins apparente, sans phénomène explosif violent, par la simple succession d'ouverture de fissures, puis d'*effondrements*, accompagnés de montée du magma incandescent et peut-être de refusion de laves anciennement consolidées.

Pour expliquer l'ensemble de ces phénomènes il faut penser à la *Gas fluxing hypothesis*, de M. R. DALY, d'après quoi les gaz d'origine profonde, accompagnant la montée d'un magma à haute température et sous pression élevée, joueraient le rôle de chalumeau pour se frayer un chemin dans les laves antérieures, les liquéfier et ouvrir ainsi, dans certains cas, le passage à du magma neuf. Dans l'exemple qui nous occupe, la faible quantité de lave épanchée doit être remarquée.

Eruptions de 1938

Aucun phénomène apparent n'avait été observé au volcan depuis plus d'une année, quand deux éruptions notables se sont succédé dans le mois de décembre 1938.

D'après les indications sommaires que je viens de recevoir par avion de M. Maurice JEAN, le 7 décembre, une coulée est sortie du flanc oriental du Piton de la Fournaise, un peu au-dessous du Cratère Nouveau. Elle s'est d'abord dirigée sur la Plate-forme, puis vers les Grandes-Pentes. Elle avait alors à peu près 200 m. de largeur et s'écoulait avec une vitesse d'environ 200 m. à l'heure. Elle s'est élargie ensuite, en s'avancant jusqu'à 2 Km. de la route nationale. L'éruption semble s'être arrêtée le 11 décembre.

Le 16 décembre, une nouvelle fente s'est ouverte plus bas sur les Grandes-Pentes, toujours au-dessous du Cratère Nouveau. On a observé de loin des projections incandescentes au point de sortie. La lave, émise d'une façon à peu près continue, s'est divisée en deux branches, l'une se dirigeant vers le kilomètre 75 de la route coloniale ¹⁾, l'autre vers le kilomètre 14. La première s'est arrêtée à 2 km. Ces indications ont été prises de loin par les gendarmes.

Activité de décembre 1938 à janvier 1939

Depuis que les lignes précédentes ont été écrites, l'activité signalée plus haut, à partir du 7 décembre 1938, s'est prolongée jusqu'au 11 janvier 1939.

Je résumerai sommairement les observations que vient de me communiquer M. Maurice JEAN et qu'il développera lui-même ultérieurement. Il s'agit là d'une activité discontinue se renouvelant à cinq ou six jours d'intervalle, au

¹⁾ La route coloniale qui fait le tour de l'île, suit le rivage de la mer et traverse le bord du Grand-Brulé par lequel la lave s'écoule vers la mer. Au cours des grandes éruptions, cette route est fréquemment coupée par les coulées. Aussi les gendarmes des communes voisines sont-ils chargés de la surveillance de leur marche qui peut menacer cette voie unique de communication. C'est donc à eux que sont dûs les renseignements concernant les épanchements du volcan qui prennent la direction de l'Est et ceux-ci sont rapportés aux kilomètres menacés.

moins en ce qui concerne les phénomènes visibles du bas de la montagne. Ce qui en fait l'intérêt, c'est que les manifestations explosives semblent y avoir joué un rôle plus important que d'ordinaire dans ce volcan.

Phase strombolienne avec coulées de lave

Sur le flanc Sud-Est du Piton de la Fournaise, s'est ouverte une grande fente, prolongement de l'axe cratère Bory-Cratère Nouveau. De sa partie la plus élevée, au pied du Piton et à environ un Kilomètre du Cratère Nouveau, ont été projetées des scories stromboliennes. Sur sa partie moyenne et environ à 300 mètres au dessous du cratère terminal, a été édifié un cône de lave, égueulé du côté Sud-Est. L'embase de ce cône est d'environ 100 mètres, sa hauteur de 40 à 50 mètres.

D'abondantes scories stromboliennes ont été accumulées à l'Ouest, au Nord et au Sud de ce cône, tandis que par l'échancrure de son cratère se sont épanchées des coulées, (16 décembre et 6 janvier). D'autres, plus nombreuses, sont parties (7, 15, 20 et 25 décembre) de la base du cône (Pl XIV).

La planche XIII montre, du côté de l'Est, une intumescence de lave, en forme de dôme à surface craquelée, dont les fissures ont fourni d'abondantes fumerolles aqueuses qui n'étaient accompagnées d'aucune sublimation.

Ces coulées se superposent par place ; elles sont de longueur inégale et se sont arrêtées de 2 à 7 km. de la route coloniale.

Phase purement explosive

Le 9 janvier, à 9 heures du matin, une formidable détonation est entendue dans la région orientale de l'île. Elle est suivie de grondements continus se prolongeant jusqu'à 15 heures. De violentes explosions se produisent dans le cratère du cône : elles ont projeté de grosses dalles de lave, et, à partir de 9h. 15, des *ponces basaltiques*

très légères, des *fls d'obsidienne capillaire* et de petits débris très bulleux.

Les matériaux les plus fins ont été entraînés sur le centre de l'île et sont tombés sur la plupart des localités du Nord, Nord-Ouest et Ouest de la colonie. Aucune coulée n'a été observée.

En même temps, la partie la plus haute de la fissure était, à nouveau, le siège d'explosions stromboliennes et de projection d'une grande quantité de *scories*.

Ces phénomènes explosifs n'ont pas été accompagnés de petites secousses sismiques, mais il en a été signalé quelques unes par M. JEAN au début et à la fin de la période d'activité, notamment au Bois Blanc, c'est-à-dire à l'Est du volcan.

Phase hawaïenne

Enfin, le 11 janvier, à 19h. 30, le cratère a été le siège de jaillissements hawaïens continus de lave, mais de faible hauteur. Ces fontaines incandescentes se sont arrêtées brusquement, à 21h. 30. Elles ont été accompagnées par une coulée restée localisée sur le haut de la montagne.

Absence d'activité du Cratère Nouveau

Pendant que les phénomènes qui viennent d'être décrits se développaient sur la fissure latérale, le Cratère Nouveau est resté inactif. Il semble seulement que les fissures qui existent entre lui et le cratère Bory aient été quelque peu élargies.

M. JEAN signale que les coulées de ces éruptions sont à surface continue au départ, pour prendre bientôt l'aspect à gratons. Au milieu de ceux-ci, les *boules de basalte* ¹⁾ sont exceptionnellement abondantes, d'un diamètre variant de 1 à 2 cm. jusqu'à plus de 1 mètre. Il a remarqué

¹⁾ Cf. *Le volcan actif de la Réunion*. 1936, p. 100, Pl. LXV, et *Supplement*, 1938, Pl. LXXXV.

la richesse en olivine de la lave, mais les échantillons annoncés pour l'étude ne m'étant pas encore parvenus, il n'est pas possible de savoir s'il s'agit là d'*océanite* ou de basalte.

Les ponces bulleuses, légères, s'écrasant sous la pression du doigt, sont semblables à celles que j'ai rencontrées (et décrites) en 1911, sur les bords de l'Enclos Vélain, mais elles ont été bien plus abondantes et ont été rejetées plus loin, sur les flancs de la montagne, jusqu'à la Plaine des Sables et les hauts plateaux de la Rivière de l'Est.

Les produits entraînés par le vent et qui ont été recueillis à la Plaine des Palmistes sont formés de petits débris de fils d'obsidienne capillaire ne dépassant guère un centimètre et de menus fragments de ponce très riches en bulles. Je n'y ai pas retrouvé les *bombelettes* de lave ¹⁾ que j'ai recueillies dans les mêmes conditions en 1911, mais sur les flancs même du Piton de la Fournaise lui-même, ce qui s'explique aisément par ce que ces nouveaux produits ont été ramassés à une distance plus grande du point d'émission.

Près du volcan, M. JEAN a vu des fils rectilignes d'*obsidienne capillaire* ayant 62 cm. de longueur, ce qui est tout à fait exceptionnel, mais ceux de 20 à 25 cm. étaient très fréquents.

Ils ont été projetés seuls avant l'explosion du 9 janvier, puis ont été accompagnés de menus débris de ponce, à partir de cette date.

1) *Op. cit.*, 1936, p. 63, Pl. XVII.

Explication des planches

- Pl. I — Le Piton de la Fournaise sur le bord oriental et la Plate-forme dominant le Rempart des Osmondes. - Photographie faite d'avion. (Aéro-Club Roland Garros-St. Denis).
- Pl. II — Cônelet de lave sur une coulée à surface continue. Voisinage de la Chapelle de Rosemont (qui est de même nature mais de plus grandes dimensions). Enclos Fouqué. (Photo JEAN).
- Pl. III — Fig. 1 - Cassure d'une lave à surface continue (var. cordée). Grand-Brulé. (Photos BRISON).
Fig. 2 - Cassure d'une *lave en échaudés*. Emplacement de l'ancien cratère Dolomieu (1911).
- Pl. IV — Esquisse du Piton de la Fournaise en 1911.
- Pl. V — Esquisse » » en 1936 (Cratère Nouveau).
- Pl. VI — Sommet du Piton de la Fournaise. De bas en haut : Cratère Bory, reste de l'Enclos Vélain, Cratère Nouveau. - Remarquer les fentes récentes. Photographie faite d'avion. (Aéro-Club Roland Garros).
- Pl. VII — Le sommet du Piton. A l'arrière plan : Plate-forme, Remparts de Bellecombe, puis du Bois Blanc et enfin Rempart des Sables. Photographie faite d'avion.
- Pl. VIII — Fig. 1 - Les coulées du fond de l'Enclos Vélain buttent contre le flanc oriental du Bory. 1930. (Photo AUBERT DE LA RUE).
Fig. 2 - Ce qui reste de ces coulées en 1936, après l'effondrement de la plus grande partie de l'Enclos : Remarquer la coupe des coulées. (Photo LEVOIR).
- Pl. IX — Fente récente : surface vernissée stalactitique du sommet du Piton. (Photo LEVOIR).
- Pl. X — En haut : Stalagmites ; en bas : Stalactites du bord d'une fente. (Photo BRISON, faible agrandissement).
- Pl. XI — En haut : Stalagmite sur une surface de lave en échaudés ; enfin projections hawaïennes. (Photo BRISON, faible agrandissement).
- Pl. XII — La coulée de 1937 descendue du point A dans le fond du cratère Bory : Addition à la photographie de la planche I, mise au point pour 1937. En blanc, fentes de 1936 et de 1937.
- Pl. XIII — Le cône de l'éruption de décembre 1938, en Janvier 1939 : à gauche, intumescence de lave sous forme de dôme craquelé. (Photographie prise d'avion par M. BRANLAT).
- Pl. XIV — La fente de 1938, son cône et sa coulée. (Photographie prise à terre et communiquée par M. JEAN).

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.



Fig. 1. — Le sommet du Piton de la Fournaise.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.*



Fig. 1. — Cônelet de lave sur coulée de basalte. Enclos Fouqué.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.*

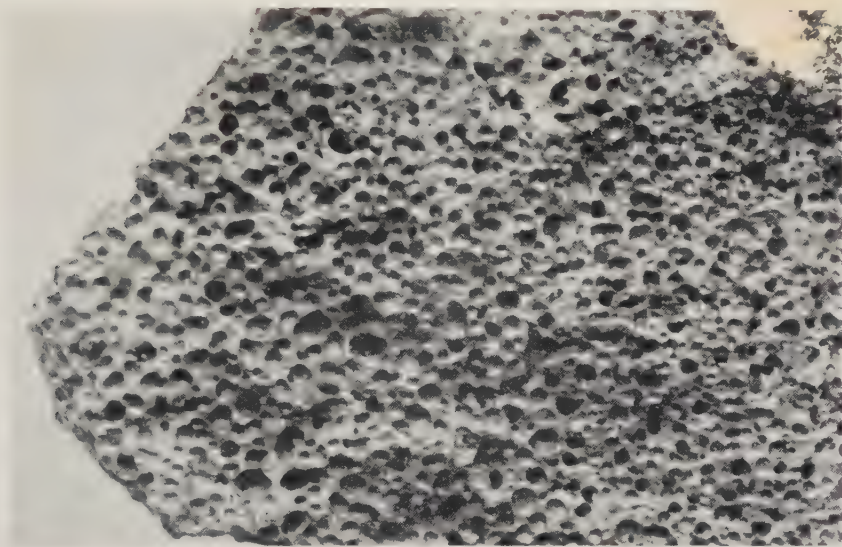


Fig. 1. — Cassure d'une lave à surface continue. Grand-Brûlé.

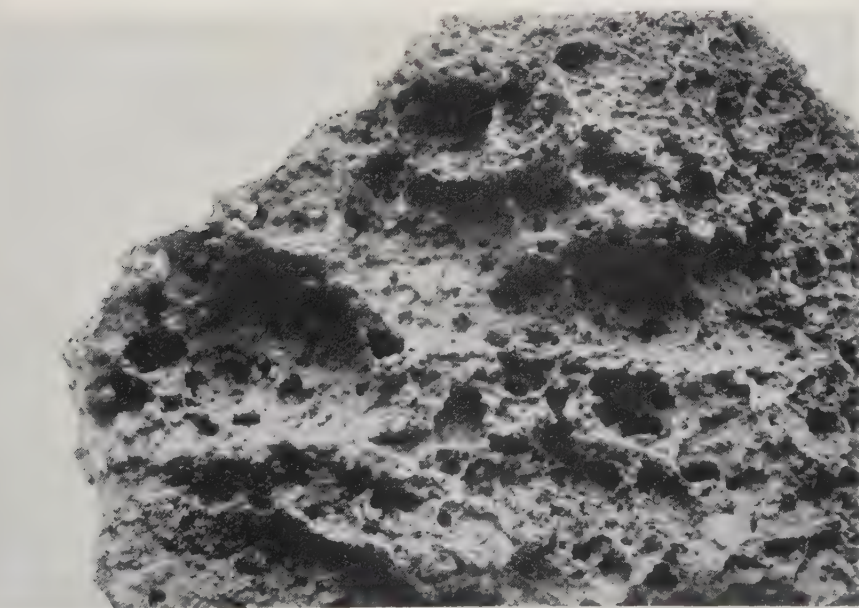
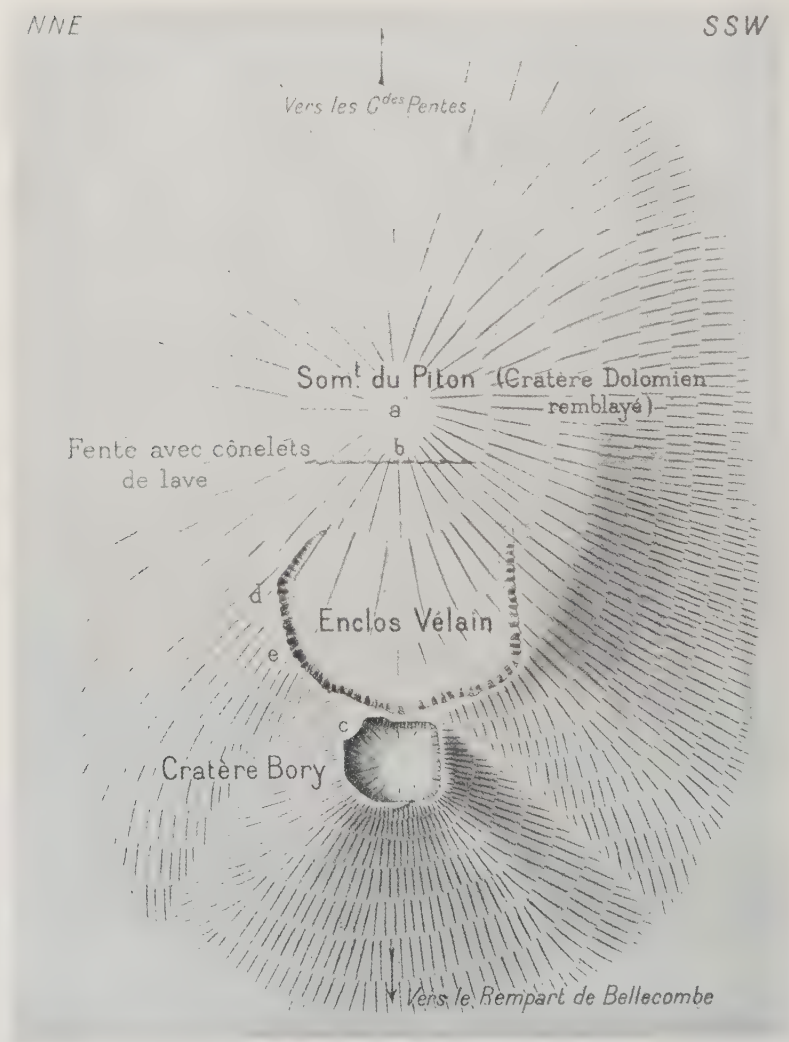


Fig. 2. — Cassure d'une lave en échaudés. Emplacement du cratère Dolomieu.

A. LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.

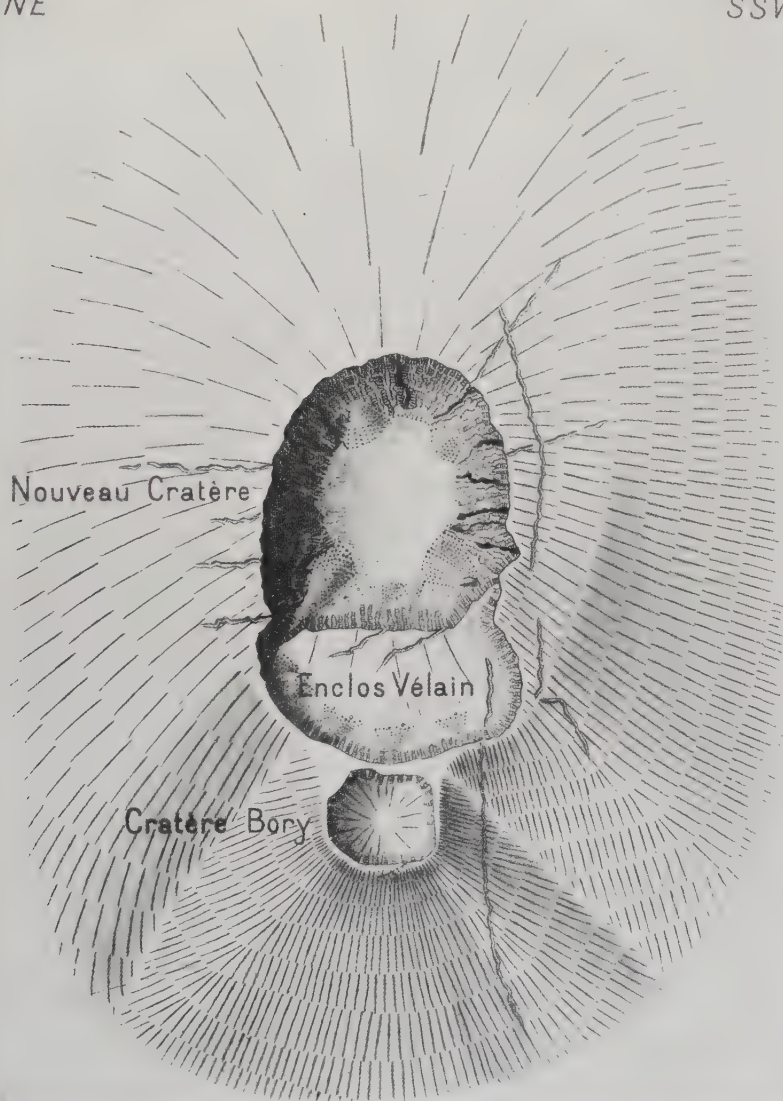


Y. SOULAS

Fig. 1. — Le volcan en 1911, d'après les observations de A. LACROIX.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.*

NNE SSW



Y. SOULAS

Fig. 2. — Le volcan en 1936 (d'après les photographies prises d'avion).

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(*Piton de la Fournaise*) de l' Ile de la Réunion.

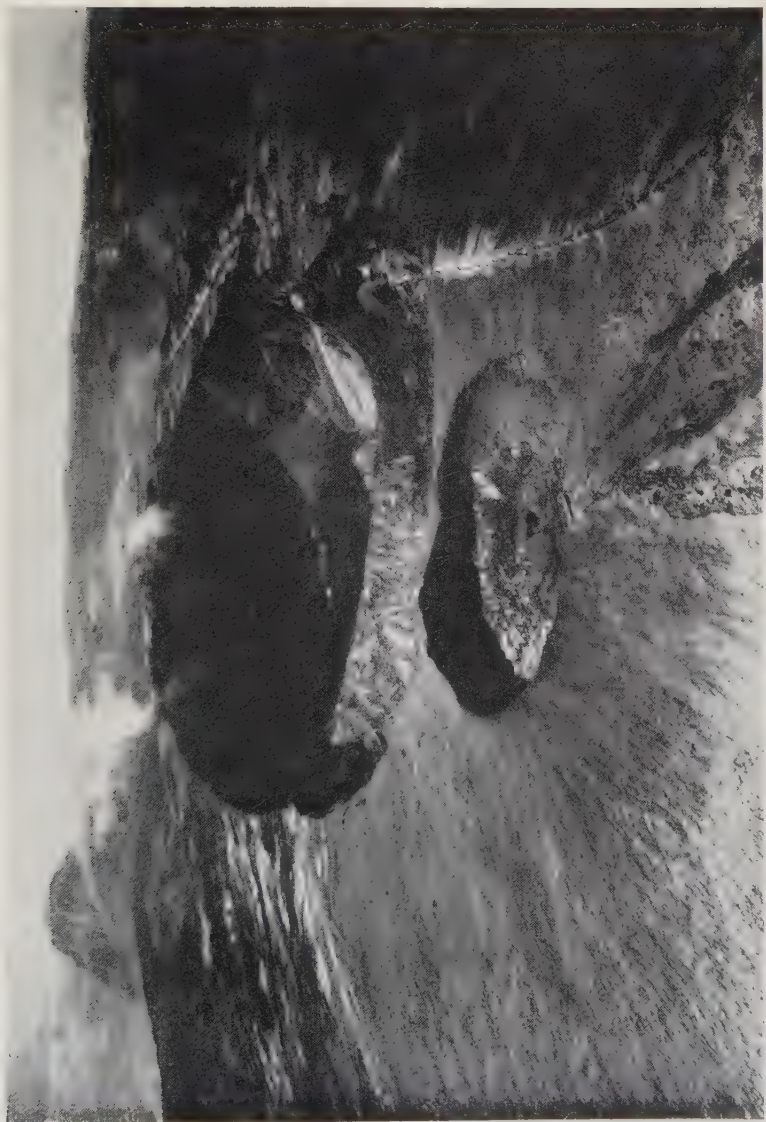


Fig. 1. — Sommet du Piton de la Fournaise. Cratère Bory. Restes de l'enclos Vélain. Cratère Nouveau
(fentes récentes).

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.*



Fig. 1. — Sommet du Piton de la Fournaise. A l'arrière-plan Plate-forme, Rempart de Bellecombe, puis Rempart des Sables.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.*



Fig. 1. — Enclos Vélain. Coulées en 1930.



Fig. 2. — Ce qui reste de ces coulées (1936) après l'effondrement dans le Cratère Nouveau.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(*Piton de la Fournaise*) de l' *Ile de la Réunion*.



Fig. 1. — Fente récente (1936). Sommet du Piton de la Fournaise.

J. LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.*



Fig. 1 à 3. — Stalagmites, bords d'une fente récente.

Fig. 4 à 6. — Stalactites de la même région.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif
(Piton de la Fournaise) de l' Ile de la Réunion.*



Fig. 1. — En haut, stalagmite sur surface de lave en échaudés, bords d'une fente.



Fig. 2. — Petites projections vitreuses hawaïennes, bords de la même ente.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.



Fig. 1. — Coulée de 1937 descendue du point A dans le fond du cratère Bory.
 Fentes de 1936 et 1937.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(Piton de la Fournaise) de l'Île de la Réunion.



Fig. 1. — Le cône de 1938 ; à gauche dôme craquelé de lave.

LACROIX — *Les transformations récentes du sommet du volcan actif*
(Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.



Fig. 1. — La fente de 1938-39, son cône et sa coulée.

ANDRÉ CAILLEUX

Action du vent sur les formations volcaniques en Islande

(Avec 8 planches et 10 figures dans le texte)

Avant - propos

Je me propose d'apporter ici une contribution à l'étude des relations entre l'action du vent et les phénomènes volcaniques en Islande. Le sujet n'est pas nouveau. L'importance des actions éoliennes qui s'exercent en Islande et la part prise par les phénomènes volcaniques à leur genèse ont été reconnues par tous les auteurs qui ont eu l'occasion de voyager dans l'île. On trouvera, à la fin de cette étude, la liste des principales publications qui leur ont été consacrées ou qui en font mention.

Pour ma part, je suis allé en Islande en Août et Septembre 1937, spécialement pour y étudier l'action du vent. Je voudrais indiquer ici les principaux faits observés, en les envisageant dans leurs rapports avec les phénomènes volcaniques. J'essaierai en outre d'utiliser les quelques connaissances que j'ai pu acquérir, par ailleurs, sur le terrain, depuis 1931, en France, Allemagne, Scandinavie, Pologne... etc., relativement à l'action du vent, pour montrer dans quelle mesure les phénomènes volcaniques particuliers à l'Islande affectent les modes usuels d'action éolienne.

Mon ami HÁKON BJARNASSON m'a très aimablement associé à ses courses et m'a largement aidé à comprendre la géologie de l'Islande. Mes confrères et amis Islandais et Danois Johannes ÁSKELISON, Pálmi HANNESSON, Niels NIELSEN et Axel NORVANG m'ont donné de précieuses indications. Les autorités islandaises et françaises, notamment M. ZARZECKI, consul de France à Reykjavik, ont

tout fait pour faciliter ma tâche. Mes maîtres, et en particulier Monsieur le Professeur Albert MICHEL-LEVY, m'ont aidé de leurs conseils et de leur appui. Qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de ma gratitude.

Aperçu sur la géologie de l'Islande

Nous rappellerons que le socle de l'Islande est constitué par d'anciens basaltes, épais de plusieurs milliers de mètres et contenant vers leur base de très rares intercalations de lignites à flore Eocène; ils vont probablement jusqu'au Miocène inclus. Ils forment le quart Nord-Ouest et l'extrémité Est de l'île. Une très large bande, comprenant le Nord-Est, tout le centre et tout le Sud de l'Islande, a été ensuite affectée, jusques et y compris l'époque actuelle, par des effondrements d'origine tectonique; c'est là que les formations plus récentes sont le plus développées. Le Pliocène est marqué par un affleurement très localisé (Tjörnes) de Crag fossilifère. Puis vient, surtout dans le Sud, la « Palagonite », alternances répétées de formations généralement consolidées, volcaniques (basaltes, tufs... etc.) ou sédimentaires détritiques (glaciaires, fluviales... etc.); sa puissance dépasse plusieurs centaines de mètres; elle forme des montagnes entières; son âge présumé est Quaternaire ancien et moyen. Viennent enfin des formations d'âge Quaternaire plus récent à Actuel; elles épousent les formes de la topographie actuelle et dépassent rarement 30 à 40 m. de puissance. Ce sont d'abord des dolérites et des moraines meubles anciennes et ensuite le Postglaciaire comprenant des appareils volcaniques externes, laves, projections, complexes fluvio-glaciaires actuels, limons éoliens... etc. En résumé, on a la succession suivante :

Quaternaire	{	Postglaciaire. Formations volcaniques et sédimentaires. Moraines meubles.
récent		Dolérites.

Quaternaire ancien (Palagonite = Alternance de forma-
(et Postpliocène)) tions consolidées volcaniques et sé-
dimentaires.

Pliocène. Crag fossilifère de Tjörnes.

Miocène (Basaltes tertiaires avec rares intercalations de
et Eocène) lignites fossilifères.

Les actions éoliennes que nous avons observées datent du Postglaciaire et du stade des moraines meubles anciennes ; d'autres auteurs en ont signalé dans la Palagonite (Lit. 15, 16... etc.). On n'en connaît pas de plus anciennes.

A. — Méthodes d'étude

Les principaux faits et critères caractérisant l'action du vent peuvent se classer ainsi :

1. Déflation.
2. Accumulation.
3. Usure des galets et blocs.
4. Usure des grains de sable.
5. Tempêtes de poussières.

La présente étude est fondée sur les critères 1, 2 et 3. Il résulte d'un premier examen que l'étude de l'usure des grains de sable-4-est pleine de promesses ; mais nous ne l'avons pas abordée ici.

Disons quelques mots des tempêtes de poussières-5- ; à la fois familières et odieuses à tous ceux qui ont parcouru l'Islande. Elles sont déjà mentionnées dans les antiques Sagas des premiers occupants. J'en ai pour ma part observé plusieurs, dont une sur le Skeidararsandur : le nuage de poussières naît des bancs de sable et vase sur le bord immédiat des cours d'eau. J'en ai recueilli le matériel, à 2, 5 mètres au-dessus du sol ; il consiste en particules de matière volcanique (principalement vitreuse) qui mesurent 0,04 mm. en moyenne. Il est remarquable que cette taille de 0,04 mm. soit aussi celle qui domine dans les limons Islandais, certainement accumulés par le vent.

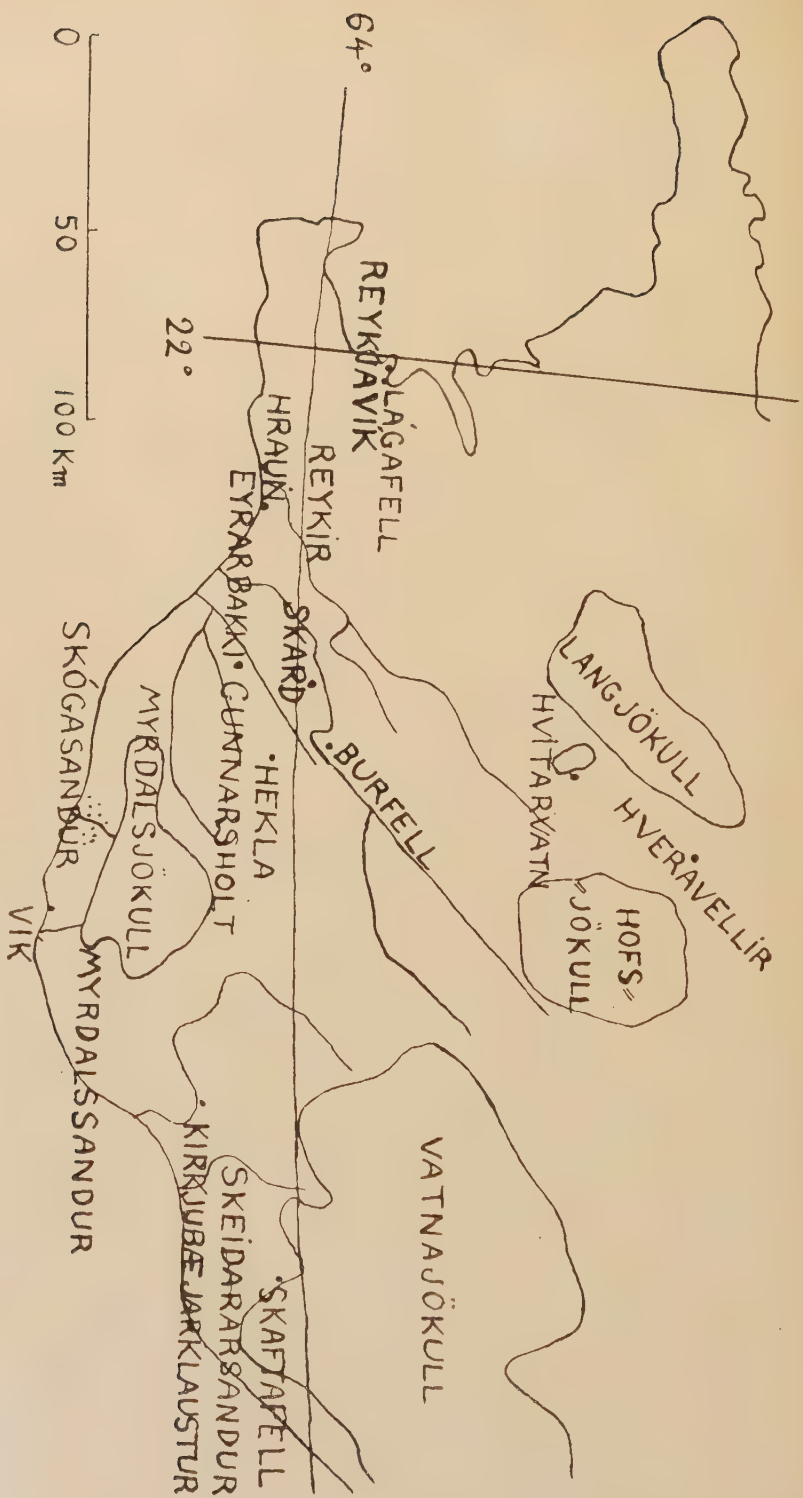


Fig. 1.—Iceland, partie méridionale.
Iceland, southern part.

Plan

Nous étudierons successivement :

I. Action du vent sur les coulées basaltiques récentes et anciennes.

II. Action du vent sur les tufs volcaniques et sur le matériel pyroclastique des formations sédimentaires consolidées.

III. Action du vent sur les cendres et lapillis.

IV. Action du vent sur les blocs, galets et grains de matériel volcanique repris dans les formations sédimentaires meubles.

I. — Action du vent sur les coulées basaltiques récentes et anciennes

A. — Le champ de laves de Hraun près Hjalli

Disposition générale. — Hraun est une localité située à 40 Km. au SE de Reykjavik, à 2 Km, 5 au SSW de Hjalli, à 4 Km, 5 au Nord du rivage de l'Océan. Une coulée de laves récentes, à texture vacuolaire, descendue des hauteurs situées au Nord, est venue s'étaler en pente douce vers la mer ; elle se compose d'une alternance de petites dépressions et de bombements elliptiques, hauts de quelques mètres, longs de 10 à 20 mètres, et souvent affectés de cassures béantes qui atteignent plusieurs mètres de long et paraissent dues à des tassements. Elle se trouve actuellement recouverte et attaquée par le sable que la mer accumule sans cesse au Sud, à la côte, et que le vent pousse ensuite vers l'intérieur. En suivant ce processus dans le sens où il se développe, c'est-à-dire du Sud (ou Sud-Est) vers le Nord (ou Nord-Ouest) on rencontre les zones suivantes :

1.^o Au Sud, la mer a rejeté d'immenses quantités de sable qui ont complètement colmaté la côte. L'estran est entièrement plat et sableux. Les grains de sable me-

surent 0,2 à 0,5 mm environ ; ils sont, comme presque partout en Islande, noirs, principalement formés de fins éléments volcaniques (minéraux et verre).

2.^o Les sables ainsi accumulés par la mer deviennent la proie du vent.

Des dunes actuelles, avec ripple-marks éoliennes et végétation très clairsemée (de *Festuca arenaria*, si je me souviens bien), bordent l'estran au Nord. Leur sable est, en première approximation, identique à celui de la plage. Leur hauteur atteint 10 mètres à la côte ; vers l'intérieur c. a. d. vers le Nord, elle décroît.

3.^o A 50 mètres environ au Nord du rivage, commence une zone large de 500 m. environ, où le sable est humide. Dunes rares, petites, ne dépassant pas 2 à 4 mètres de haut.

4.^o Au delà, et sur environ 4 Km. vers le Nord, jusqu'à Hraun, s'étend la coulée de lave, plus ou moins empatée par le sable. Etudions de plus près cette 4^{ème} zone.

Accumulation de sable sur la lave. — Le sable est accumulé contre les bombements de lave, surtout sur leurs flanc. Il remplit, en totalité ou en partie, les intervalles des fissures et des fractures de la lave. En surface, les grains de sable paraissent plus gros, atteignant 1mm., ronds ; en profondeur, ils ne dépassent guère 0,5 mm. et rappellent tout à fait ceux de l'estran et des dunes. Les accumulations de sable, ainsi que la maigre végétation d'herbes xérophytes qu'elles portent, décroissent vers le NW ; elles se réduisent finalement, aux approches de Hraun, à une simple colmatation des principaux trous dans la lave, et à un mince revêtement au bas du flanc des bombements.

Fragments de lave façonnés par le vent. — Parallèlement à l'accumulation, on voit décroître, du SE ou NW l'action érosive du sable sur la lave. Vers le Sud-Est, la surface du sol est parsemée, par places, de morceaux de lave de 5 à 20 cm. de long magnifiquement travaillés par le vent (Pl. I. fig. 2). Leur surface exposée à l'air est formée de 2 à 3 faces limitées par des arêtes. Les faces sont très lisses, ce qui les distingue de cassures fraîches.

Elles sont planes dans leur ensemble, ce qui les distingue de galets longuement brassés par l'eau ; dans le détail, elles sont parfois un petit peu convexes ou gondolées ; mais le rayon de leur courbure ne descend pas au-dessous de 10 cm, ce qui les différencie encore des galets fluviaux ou marins. Les arêtes qui les limitent ne sont, contrairement au cas des cassures fraîches, ni tranchantes ni en ligne brisée, mais douces au toucher, rectilignes ou légèrement sinueuses. Contrairement à celles des galets usés dans l'eau, ces arêtes ne sont pas très émoussées ; leur tracé est net ; leur rayon de courbure, dans le plan normal aux faces qu'elles limitent, est petit ; il descend souvent au-dessous de 1 mm.

De tels aspects des faces, et surtout des arêtes, se rencontrent seulement sur des pierres façonnées par le vent (cailloux du Sahara... etc). On les désigne souvent sous le nom de Dreikanter ; terme déplorable, parcequ'ils sont loin d'avoir toujours 3 arêtes ; mieux vaut les appeler, en anglais, windworn stones, et en français, cailloux éoliens ou cailloux éolisés. Ils sont, au Sud de Hraun, tout à fait typiques ; ils montrent que le vent exerce là, sur les fragments de lave, une érosion intense.

Les caractères décrits ci-dessus, étant les mêmes sur les laves de Hraun, à texture aphanitique, d'une part et de l'autre sur les quartz, grès, porphyres, granites et calcaires d'autres gisements (France, Europe septentrionale... etc.) sont, au moins partiellement, indépendants de la nature du matériel constituant, et valables dans la mesure où celui-ci est homogène. Dans la nature où il est hétérogène, d'autres caractères peuvent apparaître. Tel est précisément le cas à Hraun. La lave est fortement vacuolaire. Or les vacuoles d'un fragment éolisé se présentent sous deux aspects bien différents. Sur la ou les faces inférieures cachées, reposant dans le sable, elles sont fraîches, étroites et à bord net. Sur les faces supérieures, exposées à l'air, elles sont au contraire nettement élargies, évasées, usées, à bord émoussé. Une telle usure ne se rencontre jamais sur les vacuoles des blocs ou galets façonnés par la

mer ou les fleuves. Von KNEBEL (Lit. 10) l'a observé sur des blocs de lave dans les déserts du centre de l'Islande (p. 133) et l'a attribuée au vent. Nous donnerons plus loin des observations faites à Gunnarsholt, et qui confirment cette interprétation.

Au Sud de Hraun, la distribution topographique des fragments de lave éolisés ou non, est très remarquable : en certaines places, on ne trouve que des fragments frais, en d'autres que des fragments éolisés ; les mélanges sont très rares. Cette localisation des cailloux éoliens en îlots bien définis, distants de 50 m. ou davantage, n'est pas particulière à Hraun mais tout à fait générale (au moins dans les régions tempérées et froides). Dans les environs de Hraun, comme partout ailleurs, il n'y a de cailloux éoliens qu'aux points, somme toute assez exceptionnels, où ont dû se trouver réalisées simultanément les conditions suivantes :

1.^o Le vent a soufflé suffisamment fort.

2.^o Il a transporté assez de sable pour user les cailloux.

3.^o Il n'a pas trop accumulé le sable ; ce qui aurait eu pour effet d'ensevelir les cailloux.

4.^o Présence de cailloux éolisables.

5.^o Manque de couvert végétal.

Dans la région de Hraun, les cailloux éolisés paraissent avoir été originellement, pour la plupart, des fragments frais, détachés de la lave en place immédiatement voisine, par exemple sous l'action du gel et du dégel, plutôt que des galets de lave rejetés par la mer lorsqu'elle accumulait les sables qui ont maintenant colmaté la côte.

Quelle qu'en puisse être l'origine, ces cailloux éolisés sont d'autant plus rares et d'autant moins typiques qu'on s'éloigne de la côte et qu'on s'avance vers le NW. Finalement, à Hraun même, ils manquent totalement ; et on trouve seulement des fragments de lave à cassures fraîches.

Usure de la lave en place. — Jusqu'ici, nous n'avons décrit que les fragments détachés de la lave. La surface de la lave en place montre, elle aussi, deux aspects bien

différents. Là où persiste une maigre végétation clairsemée c. a. d. vers le NW, et aussi sur le flanc de certains bombements, elle est cordée et brune. Au contraire, là où la végétation manque, c. a. d. vers le SE et surtout au sommet des bombements, l'aspect cordé est érodé ; il en résulte de grandes surfaces planes ou faiblement convexes, très lisses, très grises, très curieuses. L'absence de croûte brune d'oxydation paraît bien due, en partie au moins, à l'usure éolienne qui a nivelé le relief cordé, soit que la couleur brune ait existé en surface et ait ensuite disparu sous l'effet de l'usure, soit que l'usure ait agi trop vite pour que l'enduit brun ait eu le temps de se former.

L'usure s'est exercée aussi sur les grandes fractures qui ont affecté la lave. (Pl. I. fig. 1) ; loin de présenter des cassures fraîches et rugueuses, les fractures ont une surface remarquablement émoussée, lisse, doucement onduleuse. Fait à noter, l'intersection entre la fracture et surface supérieure de la lave est très tranchée et forme une véritable arête, à tracé légèrement sinueux.

Ainsi, là où elles sont exposées au vent chargé de sable, la surface de la lave, celle des cassures et les arêtes qui séparent les unes des autres, présentent les caractères typiques de l'usure éolienne que nous avons décrits ci-dessus, à plus petite échelle, sur les fragments de lave.

Age. — Les laves de Hraun sont antérieures à l'arrivée de l'homme sur l'île, c. à d. à l'an 872 ; mais il semble qu'elles ne soient pas très anciennes. En effet, là où le vent ne l'a pas érodée, leur surface est encore très fraîche. Et non loin de Hraun, à 5 Km. environ au SW de Reykir, on voyait en 1937, dans de petites gravières temporaires, une autre coulée du même complexe reposant sur les alluvions récentes, certainement post-glaciaires, du fleuve Ölfusá ou de ses affluents. Les coulées de Hraun sont donc assez récentes. L'action du vent s'y exerce depuis peu, vraisemblablement depuis 10 à 15 siècles. Cette évaluation est confirmée par l'exemple de Roros, en Norvège, où 3 siècles environ d'action éolienne ont imprimé à des galets un façonnement éolien incontestable, mais certaine-

ment, dans l'ensemble, bien moins poussé (3 à 5 fois moins) qu'à Hraun.

**B. — Observations sur d'autres champs de lave récents
et sur les basaltes anciens**

Si, des laves de Hraun, nous passons à d'autres champs de lave ou aux basaltes anciens, les phénomènes observés sont bien différents. On rencontre encore, il est vrai, des accumulations éoliennes de sables et surtout de poussières ; mais la lave et le basalte ne portent pas de marque d'usure par le vent. Déjà, von KNEBEL (Lit. 10, p. 128), avait remarqué que, par opposition aux tufs, les plateaux basaltiques anciens prennent très difficilement l'empreinte éolienne ; le vent chargé de poussière et de sable ne laisse à leur surface pas de trace notable ; tout au plus rendrait-il polies et luisantes les petites aspérités. Nos observations sur les laves récentes, Hraun excepté, nous ont conduit à des résultats analogues. En voici quelques exemples.

Entre Galtalaekur et Skard, sur la partie Sud du champ de lave Merkurhraun, des cendres volcaniques sont accumulées en petites dunes de 1 à 2 m. de haut, de plus en plus nombreuses vers le Sud ; mais la lave elle-même ne porte pas trace d'usure éolienne.

La région située au Nord du Myrdalssandur est occupée par deux séries de laves, l'une interglaciaire, l'autre datant de 1783 ; ni l'une ni l'autre ne portent de signe d'érosion par le vent. La lave de 1783 est couverte d'une mousse sous laquelle, par places, le sol en voie de formation atteint au plus 5 cm. environ. La lave interglaciaire est surmontée d'un sol plus épais, portant une végétation plus abondante, mousses et herbes. Il existe bien quelques petites accumulations de sables éoliens, avec ripple-marks éoliennes et rares touffes d'herbe ; mais elles sont localisées aux rives des cours d'eau et liées aux apports sableux fluviaux. Il y a donc une différence de comportement vis à vis du vent et de la végétation, entre les laves d'une part et le matériel détritique fluvial de l'autre.

Cette différence apparaît plus nettement encore à la limite entre les laves et le Myrdalssandur. Rappelons que sandur désigne, en Islandais, de grands espaces graveleux, plans ; leur surface va de 1 à 200 Kilomètres carrés ; lithologiquement, ils sont faits de sables, graviers et blocs de roches volcaniques déposés, lors des grandes débâcles, par les fleuves (actuels ou anciens). Ce sont en somme de grands cônes de déjection fluvio-glaciaires, presque toujours à sec et par suite aisés à observer. Sur le Myrdalssandur lui-même, pas de végétation ; le vent a enlevé les parties fines (poussières) et a rendu luisants les blocs et galets, y compris ceux dont le matériel est analogue à la lave en place voisine ; en quelques endroits, le sable est accumulé en petites ondulations éoliennes, de 50 cm d'intervalle, qui empiètent sur la lave, et y passent à de petites dunes embryonnaires, hautes de 1 mètre, avec touffes d'herbes espacées. A mesure qu'on avance vers l'intérieur du champ de lave, c'est-à-dire vers le Nord Est, les ébauches de dunes diminuent et disparaissent, en même temps que la végétation augmente. Contrairement aux galets du sandur, les laves ne présentent pas d'indice d'usure éolienne, probablement parce que l'abondante végétation qu'elles portent a dû les protéger.

La liaison entre le couvert végétal et l'absence d'usure éolienne se retrouve ailleurs. A Gunnarsholt, localité que nous étudierons plus loin en détail, des laves récentes, à surface chaotique, descendues de l'Hekla viennent au contact de moraines anciennes. La lave et la moraine s'opposent au premier coup d'oeil. La lave nourrit une végétation herbacée notable ; les blocs saillants sont nus, mais entre les blocs, les dépressions et anfractuosités sont colmatées par un sol brun, qui retient bien l'humidité et est couvert d'herbe. En certains endroits, la lave porte des dunes de cendre volcanique. Ailleurs, on y observe par places une accumulation de petits débris de lave formant un fin gravier, localisée au versant Sud-Ouest des blocs de lave, c'est à dire à l'ombre du vent dominant qui vient du Nord-Est ; encore est-il possible que cette accumulation

ne soit pas due seulement au vent, mais peut-être aussi, en partie, au gel et au dégel (solifluxion). En trois heures de recherche, je n'ai pu déceler sur la lave aucune marque d'usure éolienne. Tout au contraire, sur la moraine et le sandur ancien qui lui est annexé, la végétation est nulle ou très espacée, les parties fines ont été enlevées, par le vent, et les signes d'usures éoliennes (une ancienne et une actuelle) sont notables. (Pl. II. fig. 2).

Même opposition enfin à Hveravellir. Là, au voisinage des sources chaudes, une coulée de laves très récente est venue recouvrir des dépôts glaciaires un peu moins récents. Sur le glaciaire : parties fines enlevées ; blocs et galets un peu luisants ; rares touffes d'herbes et de *Salix* nains ; à quelques Kilomètres, sur la piste, dunes embryonnaires. Sur la lave récente, au contraire, pas trace d'action éolienne, sol brun portant une belle végétation d'herbe, qui contraste nettement avec la nudité du glaciaire.

C. — Conclusion

Au total, les laves récentes et, (d'après von KNEBEL, Lit. 10, p. 128), les basaltes anciens, sont un matériel peu propice à l'action du vent.

Accumulation. — Les cas d'accumulation éolienne, il est vrai, ne sont pas rares sur les laves ; mais ils y sont néanmoins plus rares que sur les formations sédimentaires meubles, et surtout ils sont liés à la présence d'un matériel fin-cendres volcaniques (Galtalaekur) ou sables (Hraun, Myrdalssandur) - étranger aux laves ; lorsque, comme c'est le cas à Hraun et au Myrdalssandur, ce matériel est assez grossier ils sont localisés au voisinage de ses sources.

Erosion. — Hraun mis à part, l'usure éolienne paraît très rare sur les laves. Elle peut manquer même là où l'accumulation éolienne se fait encore sentir (Gunnarsholt, Myrdalssandur). Son absence coïncide toujours avec la présence sur les laves d'un couvert végétal, fût-il réduit à un placage discontinu de mousses. A Hraun, par exception, le couvert végétal manque, et la lave est admirablement

usée par le vent. Il semble dès lors qu'on puisse expliquer comme suit le comportement des laves vis à vis du vent.

L'absence d'usure éolienne sur les laves tient moins à la rareté du matériel usant (sable) qu'à la présence d'un couvert végétal. Les laves, peut-être grâce à leurs anfractuosités et à leur surface souvent irrégulière, sont, en Islande, plus propices à la végétation que les vastes espaces plats des sandurs ou des moraines balayés par les tempêtes de sable. A Hraun, par une exception très remarquable, se trouvent réunies toutes les conditions nécessaires à une usure intense des laves par le vent : les sables sont extrêmement abondants, la surface des laves est relativement plane, et surtout la végétation, contrariée par les conditions défavorables communes à tout littoral, s'ajoutant au climat déjà sévère de l'Islande, n'a pas réussi à prendre pied sur les laves.

II. — Action du vent sur les tufs volcaniques et sur le matériel pyroclastique des formations sedimentaires consolidées.

Elle a été signalée par quelques auteurs. D'après von KNEBEL (Lit. 10, p. 129 et 134) le vent, burinant la surface des formations tuffacées anciennes (Tuffgebirge) y dégage rapidement des formes déchiquetées bizarres : rochers-champignons... etc. Peu à peu, la surface est décomposée en une multitude de formes élémentaires extrêmement découpées. Finalement (loc. cit. p. 114) elle est en majeure partie couverte de fragments de laves isolés, anguleux, vacuolaires, que la désagrégation atmosphérique a dégagés des brèches volcaniques, avec enrichissement sur place tandis que le vent emportait la matrice qui les unissait au fur et à mesure de sa décomposition.

SPETHMANN (Lit. 26, p. 46) a décrit l'action du vent sur les tufs qui affleurent dans les escarpements du Dyn-gjufjöll. Les parois sont polies, les parties plus dures mises en relief. Le vent burine les fractures et fissures. Sur les

surfaces horizontales, on observe des excavations en forme de marmite. SPETHMANN en donne une photographie. Il les attribue à l'action du vent ; ce dernier point nous paraît douteux ; jamais nous n'avons personnellement observé, ni en Islande ni ailleurs, aucune marmite attribuable à l'érosion éolienne.

La mise en relief des parties dures par le vent est au contraire, tout à fait commune. Nous l'avons observée, au Geitasandur, sur les tufs de la « palagonite » en place. Elle se voit aussi sur la palagonite remaniée, à l'état de blocs, dans le matériel des sandur. Les parties fines et moins cohérentes ont été érodées, les galets, plus cohérents, sont saillants (PL. III, fig. 2). Lorsqu'il y a stratification, avec couches inégalement attaquables, les strates les plus dures sont mises en relief (PL. VII, fig. 1). L'abrasion et l'ablation par le vent sont d'ailleurs facilitées et préparées, en certains cas au moins (Geitasandur), par la désagrégation atmosphérique (gel, dégel... etc.).

III. — Action du vent sur les cendres et lapillis.

On sait qu'un des caractères particuliers du volcanisme en Islande est la grande abondance relative des projections. Certaines éruptions s'accompagnent de pluies de cendres et de lapillis qui recouvrent d'immenses territoires. On en trouvera des exemples, dans THORODDSEN (Lit. 30) et THOR-KELSSON (Lit. 27). On peut distinguer deux types d'accumulation. Au voisinage immédiat du cratère et dans un rayon très restreint (quelques kilomètres), les projections atteignent des épaisseurs énormes (plusieurs dizaines de mètres couramment) et comprennent souvent, parmi leur matériel, des éléments grossiers, bombes et blocs. Plus loin, au contraire, et sur des espaces immenses, de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres carrés, les projections sont fines et en couche peu épaisse ; le diamètre des éléments va de la plus fine poussière jusqu'à quelques centimètres ; l'épaisseur de la couche varie entre quelques millimètres et 10 ou 20 cm. Ce second type ayant une

extension bien plus considérable que le premier, sera seul envisagé dans ce qui suit.

Après leur dépôt, les cendres et lapillis peuvent être remaniés par le vent. Déjà ROBERT (Lit. 22, p. 189) mentionnait entre le fleuve Hvítá et le Thjórsá, sur la rive gauche du Hvítá, une « grande plaine stérile couverte de sable ponceux grisâtre. Cette substance légère y forme des espèces de dunes déterminées par.... *Salix arctica*, plante qui se plaît beaucoup dans ce terrain où elle joue, relativement à l'intérieur de l'île, le rôle de *Festuca arenaria* sur ses côtes ».

Nous avons fait, personnellement, quelques observations analogues. Sur la rive gauche du fleuve Thjórsá, aux environs de Skarfanen, les laves de la partie Nord du Merkurhraun portent, surtout dans leurs dépressions profondes de 3 à 4 mètres, des accumulations de cendre volcanique dépourvues de végétation, adossées aux bombements de lave, et dont la surface supérieure est par places fortement inclinée et en d'autres endroits affectée d'ondulations parallèles, distantes de 50 centimètres. Ces accumulations passent localement à de petites buttes ou dunes embryonnaires. Sur la rive même du fleuve Thjórsá, elles portent quelques touffes d'*Elymus arenarius*. Au total, leur origine éolienne est incontestable.

Dans la partie Sud du Merkurhraun, entre Galtalaekur et Skard, on retrouve, ainsi que je l'ai déjà signalé plus haut, des cendres volcaniques accumulées en petites dunes de 1 à 2 mètres de haut, de plus en plus nombreuses vers le Sud.

A côté de ces exemples d'accumulation, j'ai également observé des cas de déflation. Sur la rive droite du fleuve Thjórsá, dans la région du Thjórsárdalur, devenue désertique depuis la destruction des forêts par l'homme (cf. HÁKON BJARNASSON, Lit. 1, p. 5 à 35), les cendres et lapillis projetés en abondance lors des éruptions historiques du volcan Hekla sont notablement modifiées en surface. Au pied des pentes Ouest du mont Burfell, par exemple, il arrive qu'en certaines places, les poussières

et parties fines au-dessous de 1 mm. manquent ; leur disparition ne peut être imputée qu'au vannage éolien, et non au ruissellement ; car dans ces formations extrêmement poreuses l'eau s'infiltré instantanément et en totalité. D'autre part, la surface des lapillis, dépourvue de végétation, est par endroits affectée d'ondulations parallèles, distantes de 50 cm à 1 m, soulignées par la triage des matériaux (PL. III, fig. 1), et imputables soit au vent, soit à la solifluxion (gel et dégel... etc.), sans qu'il soit possible, pour l'instant, de trancher.

La région de Gunnarsholt montre à la fois des d'accumulation, de déflation et de triage. A quelques kilomètres au Nord-Est de la ferme de Gunnarsholt, les laves sont en partie empâtées par des accumulations de cendres volcaniques et ponces, avec dunes atteignant 4 mètres de haut et touffes d'*Elymus arenarius*. Un peu plus loin, des espaces de 50 à 100 mètres de rayon, voire davantage, sont entièrement dépourvus de végétation. Le vent a balayé les cendres, enlevé les parties fines. Comme au Burfell, le matériel grossier restant — lapillis — est aligné en bandes parallèles, de 1 mètre environ d'intervalle, avec triage des matériaux. Si on les compare aux laves sur lesquelles elles reposent, on voit que les projections volcaniques fines, cendres et lapillis, ont, dans l'ensemble, un couvert végétal bien moins dense. L'action du vent s'en trouve favorisée, au grand dommage des régions avoisinantes ; car les parties fines enlevées par le vent du Nord-Est aux cendres — et aussi d'ailleurs aux anciens sols — sont emportées vers les régions fertiles du Sud-Ouest et y contribuent, par leur action érosive, à la destruction des sols et, par suite, des pâturages.

Lorsque les cendres et projections volcaniques voisinent avec d'autres matériels meubles, sables ou sols, le remaniement des parties fines par le vent s'exerce simultanément sur ces divers matériels. Tel est le cas, par exemple, près du lac Hvitárvatn. A 400 mètres au NE du Chalet, on observe la coupe suivante.

Vers le Nord, affleurent les dépôts glaciaires récents A : surface sans végétation, gros blocs épars, parties fines enlevées par le vent. Vers le Sud, ils sont recouverts par 1 à 2 mètres de cendres volcaniques plus récentes B, blanches, portant une végétation bien serrée de *Salix nains*. Entre les deux, sur une dizaine de mètres de large, s'étend une petite zone sans végétation (sauf de rarissimes touffes) où le glaciaire est recouvert par des dunes embryonnaires C, en rides longues de 2 à 10 mètres, distantes de 1,50 à 3 m., et formées d'un mélange des cendres blanches et du gravier glaciaire gris. Les cendres sont plus

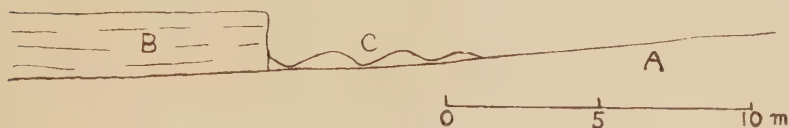


Fig. 2. — Accumulation éolienne actuelle (C) aux dépens de cendres volcaniques (B) et de dépôts glaciaires (A). Hveravellir, coupe verticale.

Present eolian accumulation (C) the material of which is taken from volcanic ashes (B) and glacial deposits (A). Hveravellir, vertical section.

abondantes dans les creux ; leur taille va de 1 à 3 mm. Le gravier glaciaire est plus abondant sur les éminences ; la longueur de ses éléments va, en général, de 2 à 10 mm. ; elle atteint exceptionnellement la taille de 40 mm. qui mesure probablement la dimension extrême des cailloux que le vent peut ici transporter. Le matériel des rides C est visiblement emprunté d'une part au glaciaire et de l'autre aux cendres. De ce côté, le processus est même matérialisé dans le paysage. Au contact des rides C, la couche de cendres volcaniques B ne s'efface pas insensiblement, elle est au contraire brusquement coupée, verticale, à vif, comme s'il s'agissait d'un front de sablière en exploitation ; en réalité, ce sont les débris charriés par le vent qui l'érodent, la creusent, surtout à la base, petit à petit la détruisent et incorporent son matériel aux petites dunes actuelles C.

En résumé, ces phénomènes d'érosion, déflation et accumulation éoliennes sur les projections volcaniques fines s'observent très souvent en Islande. Ils y sont plus fréquents que dans les régions volcaniques tempérées, probablement parce que l'établissement et la persistance d'un couvert végétal protecteur sont gênés par la sévérité du climat (faible insolation, froid, vent violent). Ils doivent aussi leur ampleur à l'abondance des projections, si caractéristique du volcanisme Islandais.

IV. — Action du vent sur les blocs, galets et grains de matériel volcanique repris dans les formations sédimentaires meubles

Le matériel volcanique de tous âges et de toute nature se trouve repris, à l'état de blocs, galets, graviers, grains de sable ou de poussière, dans les formations sédimentaires meubles, d'âge quaternaire récent, postérieures à la Palagonite ; mis à part les tourbes et de rarissimes sables coquillers, il en constitue même la totalité. Sous cette forme remaniée, il est fréquemment l'objet d'actions éoliennes. Pour la commodité de l'étude, nous envisageons successivement :

A) Limons.

B) Formations fluviales et glaciaires.

C) Formations marines.

A. — Grains volcaniques repris dans les limons

Les sols Islandais se distinguent par de nombreux caractères. 1.^o) Ils sont exclusivement formés de fins débris volcaniques, minéraux et verre. 2.^o) Pour la plupart, ils ne dérivent pas des formations en place sous-jacentes ; leur matériel vient d'ailleurs ; au sens strict de la pédologie ce sont des limons. 3.^o) Les limons sont souvent très épais (plusieurs mètres) et paraissent se former remarquablement vite. Etudions-les de plus près.

1. **Description des limons.** — Ils portent en Islandais le nom de Móhella. On peut y distinguer deux sortes de matériaux. 1.^o) Une masse gris ou brun clair, parfois rouge en surface, formée de fines particules (5 % seulement au-dessus de 0,5 mm.) de matériels volcaniques en général divers, principalement vitreux. Elle est moins cohérente que les sols habituels. Elle absorbe l'eau très facilement, de sorte que celle-ci ne séjourne pas à la surface du sol, mais s'y infiltre. 2.^o) Très souvent, il s'y ajoute de minces intercalations, vaguement parallèles, de cendres ou lapillis, tranchant sur la masse par leur couleur, les unes en plus noir, les autres en plus clair. Chacune d'entre elles forme une couche continue, doucement onduleuse ; son matériel constituant est d'une seule sorte. Les unes sont grossières, leurs éléments atteignant 1 ou plusieurs centimètres. Les autres sont à grain très fin et s'imbibent davantage que le rest du sol ; mais contrairement à ce qu'écrit EMILSSON (Lit. 3), elles ne sont pas imperméables. Les unes et les autres matérialisent remarquablement les surfaces successives du sol ; elles permettront sans doute d'en retracer l'histoire (recherches inédites de HÁKON BJARNASSON).

2. **Mode d'accumulation des limons.** — L'accumulation de la masse même des limons Islandais n'est due ni aux eaux courantes, puisqu'elle s'étend uniformément sur le fond et le flanc des vallées et sur les collines, ni au ruissellement, dont la faiblesse est attestée par la régularité des intercalations de cendre et s'explique par la porosité extrême des sols. Cette accumulation ne peut-être due qu'au vent. On en voyait, en 1937, le stade de début à la surface dénudée du Helluvadsandur, au Sud-Ouest de Gunnarsholt. Elle est favorisée par la végétation. Les particules constituantes sont arrachées par le vent aux formations les plus diverses : cendres volcaniques, dépôts fluviatiles ou glaciaires... etc. Mais le matériel est toujours en matière volcanique. L'accumulation par voie éolienne est si évidente sur le terrain que, contrairement à celle des limons continentaux, elle n'a jamais été contestée par

personne, mais au contraire reconnue et soulignée par tous les auteurs, GRÜNER (Lit. 5), von KNEBEL (Lit. 10), THORODDSEN (Lit. 28), KOFOED HANSEN (Lit. 11), SAMUELSSON (Lit. 23), EMILSSON (Lit. 4), Niels NIELSEN, HÁKON BJARNASSON. Un rapprochement avec les loess s'impose. Il est remarquable que sous l'effet du vent, des matériels aussi différents que la matière volcanique dans le cas des limons Islandais, le quartz et la calcaire dans le cas des loess, puissent donner lieu à des accumulations si semblables.

3. Destruction des limons. — Là où la végétation qui le recouvre vient à être entravée (déforestation, moutons), le limon mis à nu est attaqué par le vent, son matériel est entraîné au loin, les paturages sont détruits. Le processus est bien connu. Il a été notamment décrit et illustré par SAMUELSSON (Lit. 23, Lit. 24, fig. 5, 14, 15, 28, 29, 30, 32). Je l'ai personnellement observé. Au Sud de Gunnarsholt, par exemple, les limons, épais de 2 à 3 mètres, se terminent vers le Helluvadsandur dénudé par un abrupt d'érosion éolienne, sorte de cuesta en miniature. Sur la rive gauche de la Thjórsá, près de Skarfanen, l'abrupt d'érosion, non rectiligne, est marqué d'indentations dont l'allongement (10 mètres ou d'avantage) est orienté Nord-Est, c'est-à-dire parallèlement au vent dominant. Sur les laves au Nord de Gunnarsholt, le vent burine les anciens sols en véritables yardangs (Pl. V, fig. 1).

4. Conclusions. — 1.^o On voit que le vent peut jouer, vis à vis des limons, deux rôles contraires, accumulation et destruction. Les deux peuvent coexister ; tel est le cas, par exemple, aux environs de Hveravellir, pour certaines buttes de poussière, hautes de 20 à 50 cm., dont on ne peut dire si elles sont en voie d'édification ou de démolition.

2.^o Il est remarquable que sous l'action du vent, le matériel volcanique basique d'Islande puisse prendre les mêmes formes d'accumulation (manteau de limons) et d'érosion (abrupts, yardangs) que les loess continentaux, faits de quartz et de calcite. Ces formes tiennent donc moins à la nature et à la densité des particules constituantes qu'à leur taille très petite.

3.^o Les caractères qui distinguent les limons Islandais de la plupart des autres limons tiennent en partie, les uns (grande perméabilité, faible cohérence) à la nature volcanique du matériel constituant, les autres (grande vitesse d'accumulation) au puissant apport de particules fines fourni par le volcanisme d'Islande.

**B. — Blocs, galets et grains volcaniques repris
dans les formations fluviatiles et glaciaires**

L'action du vent sur le matériel volcanique repris dans les formations meubles récentes, fluviatiles ou glaciaires, a été étudiée entre autre par von KNEBEL (Lit. 10, p. 133 et 163) A la surface des dépôts glaciaires qui couvrent le Sprengisandur, vaste désert de l'Islande centrale, les parties fines ont été entraînées par vannage éolien ; les blocs de lave récente et de basalte compact ancien sont souvent (nous reprenons les termes de von KNEBEL) usés en Dreikanter (loc. cit., fig. 14) ; leur surface est polie et lisse ; les alvéoles plus ou moins allongées des laves ont été élargies, leurs bords usés (loc. cit, fig. 14, 15). Nos observations personnelles en d'autres localités permettent, ainsi qu'on va le voir, d'étendre et de préciser ces résultats.

1. — Skógasandur

Disposition générale. — Le Skógasandur, en y comprenant sa partie orientale nommée Sólheimasandur, est une accumulation de matériel volcanique repris sous forme de blocs, galets et grains, dans un complexe fluvioglaciaire. Il mesure 12 Km d'Est en Ouest, 5 Km du Nord au Sud ; il est bordé au Sud par l'Océan Atlantique et au Nord par un massif montagneux portant le glacier Myrdalsjökull et son émissaire Sólheimajökull, d'où naît le fleuve Jökulsà. Le sandur lui-même est un delta à sec, fortement incliné vers la mer (pente 15 : 1000), principalement formé par une ponce noire, à éléments de 1 à 20 mm., assez bien stratifiée, avec intercalations de lits de galets ; il est ir-

régulièrement parsemé en surface de blocs longs de 0,1 à 3 m., faits les uns de tufs palagonitiques, les autres de basaltes. Age présumé : Quaternaire récent.

Le fleuve Jökulsà s'est creusé à travers le delta précédent, une vallée actuelle en contrebas de 10 à 20 m.,

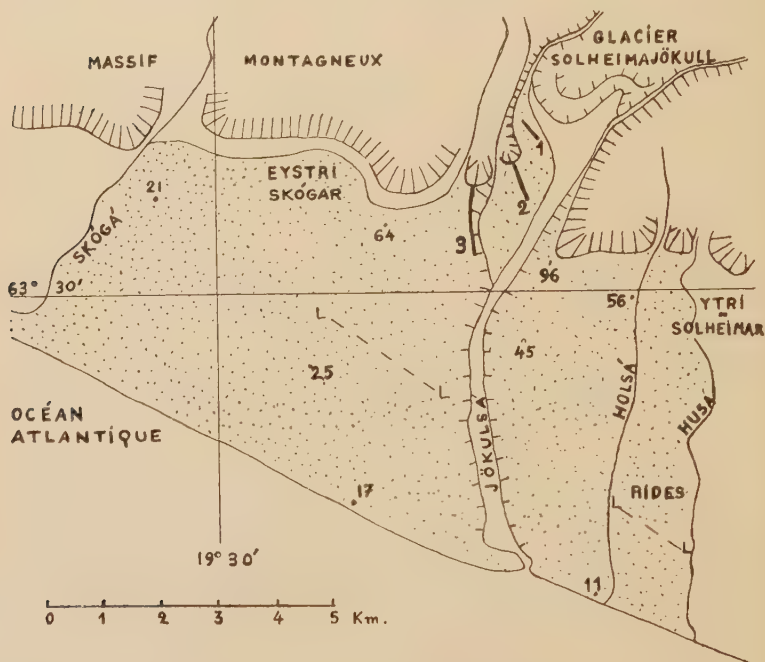


Fig. 3. — Carte du Skógasandur.

Sketch map of Skógasandur.

En pointillé, le sandur. -- 1, 2, 3, remparts morainiques successifs; 1, le plus récent. -- LL. Limite Nord des blocs éoliens typiques. -- Altitudes en mètres.

Dotted area, sandur. -- 1, 2, 3, successive morainic accumulations; 1 is the most recent one. -- LL. Northern boundary of typically wind-worn boulders. -- Altitudes in meters.

large de 500 à 1000 m., et encombrée, en amont, des remparts morainiques subactuels successivement édifiés par le glacier Solheimajökull au cours de ses récents retraits.

Vallée actuelle de la Jökulsà. — Sur la rive droite, on note de petits indices d'action de vent, croissant du Nord

vers le Sud. Dès le 1^{er} rempart morainique vers le Nord, le sable manque en surface, il a été enlevé par le vent. A partir du 2^{ème} rempart, la végétation de mousse disparaît, sauf dans les fonds humides; sur les blocs basaltiques, les stries glaciaires sont souvent effacées; la surface supérieure des galets faits de matière scoriacée est luisante; le flanc Sud du 2^{ème} rempart est empâté, à sa base, par un placage de sable éolien, composé de menus débris volcaniques; enfin, on observe aussi, sur le versant Ouest de l'actuelle vallée de la Jökulsà, au voisinage du pont, des ondulations éoliennes dirigées Est-Ouest, larges de 50 cm. et distantes de 1 à 3 m.

A partir du 3^{ème} rempart, qui est au niveau du delta, les blocs basaltiques sont luisants; quelques uns ont leurs faces aplanies, mais leurs arêtes sont encore mousses et jusqu'ici aucun ne montre encore d'arêtes éoliennes typiques.

Delta quaternaire récent. — Sur le delta lui-même, à l'Est et à l'Ouest de la Jökulsà s'observent des faits d'action éolienne : usure, accumulation.

Sauf en quelques espaces situés vers le Nord et où prospèrent les mousses, la végétation est pratiquement absente.

1.^o — *Usure des blocs basaltiques et tufs.* — Au Nord, vers Ytri Sólheimar et vers Eystri Skógar, les blocs basaltiques sont simplement déchaussés (Fig. 4), luisants et lisses : action du vent possible, mais non encore prouvée. Car l'aspect luisant peut être engendré, non seulement par le vent, mais aussi, en certains cas, par d'autres causes : enduit ferrugineux ou autre... etc. Mais ici, plus on va vers le Sud, plus l'usure éolienne devient évidente. Finalement, près de la mer, dans une zone large de 1 Km. (à l'Est) à 3 Km. (à l'Ouest), les gros blocs de 0,5 à 3 m. sont souvent déchaussés à la base (Pl. III, fig. 2); les galets inclus dans les blocs de tufs palagonitiques sont mis en relief et luisants (Pl. III, Fig. 2); les blocs basaltiques compacts présentent tous les caractères éoliens typiques décrit plus haut à propos des fragments de lave de Hraun (faces, arêtes). L'angle dièdre de leurs faces éoli-

sées est voisin de 120° (3 mesures ont donné 114° , 115° et 123°) alors que sur cassures fraîches il descend souvent au-dessous de 90° . Quelques uns ont la surface supérieure finement vermiculée (Pl. VI, Fig. 1). J'ai noté, sur les faces voisines de l'horizontale de 2 blocs basaltiques de 40 cm. des stries orientées NE (ou SW. sens non observé). Là où, en surface du sandur, les blocs sont rares, comme c'est le cas non loin de la rivière Holsà, les blocs éolisés

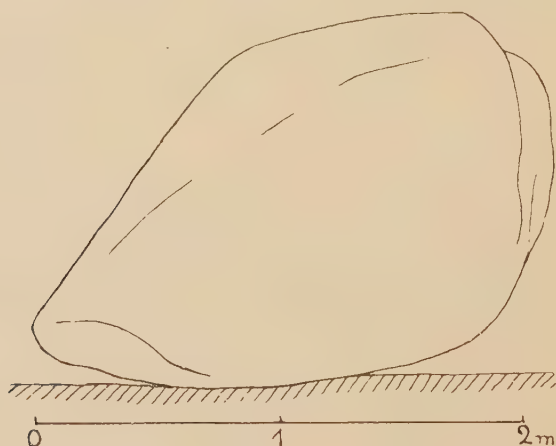


Fig. 4. — Bloc basaltique déchaussé, stade initial d'action éolienne. Skógasandur, région Nord.

Undermined basaltic boulder, initial stage of eolian action. Skógasandur, Northern part.

sont naturellement plus rares, mais ils ne sont pas moins typiques.

Les galets de lave très bulleuse ou de scories se prêtent à une statistique intéressante. On retourne ceux dont la face supérieure est luisante, usée par le vent, et on note si la face inférieure est luisante ou mate, c. a. d. si au cours de son façonnement le galet a été retourné, ou non. La Fig. 5 montre que la proportion des galets usés sur les 2 faces décroît rapidement quand la longueur L des galets augmente. Elle passe de 100 % pour $L = 1$ cm. à 10 % et moins pour $L = 5$ à 10 cm., suivant les régions. Le principal agent de retournement paraît être le vent ;

en outre : pas de l'homme ou des animaux (peu important);
solifluxion (peu probable ; aucune observation à l'appui).

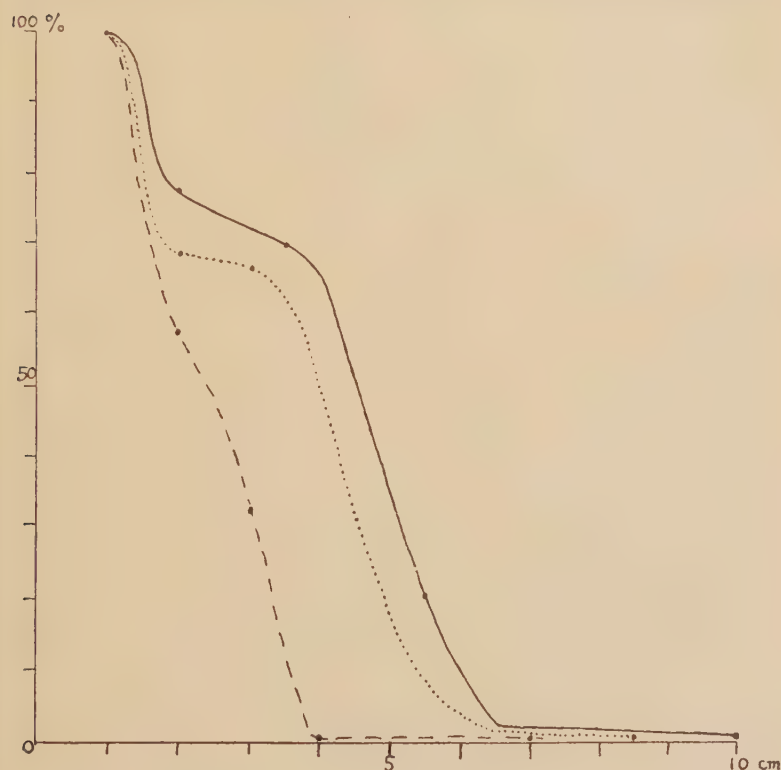


Fig. 5. — Courbes montrant la variation, en fonction de la taille, de la proportion des galets de scories usés par le vent sur leurs deux faces (dessus et dessous), c. à d. ayant été retournés au cours de leur usure.

Le pourcentage (ordonnées) diminue rapidement lorsque la taille des galets (en cm.; abscisses) augmente. Skógasandur, statistiques en 3 lieux différents.

Curves showing variation, in connection with size, of the percentage of the scoriaceous pebbles worn by the wind on both upper and lower faces (having been turned upside down during wearing). Percentage (ordinates) decreases fast when size of pebbles (abscisses) increases. Skógasandur, statistics in 3 different places.

2.^o — *Matériel usant : sable fin fait de menus éléments volcaniques.* — En retournant un bloc éolisé quel-

conque (Fig. 6) on voit que sa face inférieure est sèche en son centre, humide par temps de pluie sur les bords. Parallèlement, la surface où il reposait comporte au centre la ponce habituelle du sandur, grossière (éléments de 1 à 2 cm.), sèche, décolorée et ocre-clair en surface, noire en profondeur; en périphérie, un placage superficiel d'un sable humide par temps pluvieux, noir, fait d'éléments volcaniques plus fins (1 mm.): grosse majorité de verre; quelques

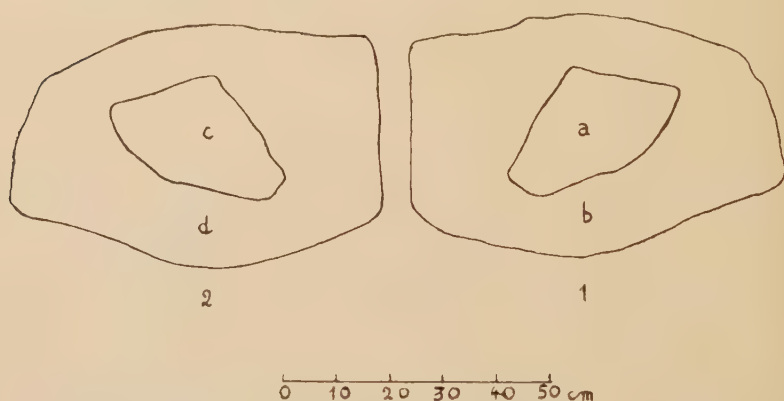


Fig. 6. — Bloc retourné et son empreinte dans le sol. Skógasandur.

1. Empreinte sur le sol. -- a, ponce volcanique grossière, sèche, ocre en surface, = substrat. -- b, sable volcanique noir, fin superficiel, ici humide; sec, il constitue le matériel usant les blocs. -- 2. Bloc basaltique, face inférieure. -- c, partie centrale sèche. -- d, zone périphérique humide.

Boulder turned upside down and its stamp on the ground. Skógasandur.

1. Stamp on the ground. -- a, dry coarse volcanic pumice; superficially buff; = underground. -- Black, wet fine volcanic sand; = wearing material (when dry). -- 2. Basaltic boulder, lower face. -- c, dry central part. -- d, wet external zone.

fragments d'augite, olivine et feldspaths. Ce placage de sable fin est d'autant plus épais que les blocs sont plus éolisés; il atteint 5 à 10 cm. vers le Sud du sandur; vers le Nord, il s'amincit et finalement disparaît, en même temps que les dernières traces d'usure éolienne. C'est donc ce sable qui, charrié par le vent, use les blocs. Je n'ai pas eu le temps d'en éclaircir l'origine. Peut-être est-il

venu du Sud, par exemple de l'estran. Peut-être au contraire, le vent dominant du NNE l'a-t-il enlevé en surface dans le Nord du sandur et peu à peu poussé vers le Sud. Mais en tout état de cause, c'est lui qui est responsable de l'usure éolienne.

3.^o — *Accumulation éolienne locale de sables et de menus graviers a éléments volcaniques.* — Les flancs des petites dépressions ou des abrupts de rivières, ravins secs, ou falaise marine, qui entament le Skógasandur, portent quelques placages de sable éolien avec ondulations larges de 50 cm. distantes de 0,5 à 1 m. passant parfois à des rides de gravier. Celles-ci se voient bien à 2 Km. environ au SSW d'Ytri Sólheimar. Là, elles cessent au voisinage de la petite rivière Husà ; elles n'existent qu'aux endroits où les blocs sont rares : blocs de 20 cm. distants de 5 à 10 mètres en moyenne. Elles sont hautes de 0,5 à 1,5 m., distantes de 2 à 10 m., longues de 5 à 40 m., toutes orientées parallèlement, vers l'ESE, indépendamment de la pente du terrain ; tracé planimétrique onduleux ; maximum d'altitude là où la courbure planimétrique est maximum. Pente des versants, environ 10° - 15° vers le NNE (vers la terre), 15° - 20° vers le SSW (vers la mer). Longueur moyenne des cailloux accumulés : 2 cm. Longueur maximum : 4 cm. pour les basaltes compacts gris-clair ; 5 cm. pour les basaltes vacuolaires noirs. Les cailloux approchant de cette longueur maximum sont rares, distants de 20 cm. environ. Les cailloux noirs, vacuolaires, sont plus abondants sur le versant abrupt, les cailloux clairs, compacts, sur le sommet et sur le versant doux. D'après leurs caractères, ces rides paraissent bien plutôt édifiées par le vent que par la solifluxion ; mais provisoirement la question, ne nous semble pas complètement tranchée.

Age des actions éoliennes au Skógasandur. — Celles dont nous voyons la marque ont commencé postérieurement à l'accumulation des ponces formant la masse du delta, c. a. d. à une époque très récente du Quaternaire ; elles ont encore lieu à l'époque actuelle.

Conclusion.—L'exemple du Skógasandur a l'avantage de nous montrer, sur matériel volcanique, toutes les transitions entre des marques d'action éolienne typiques et accentuées (au Sud) et les tout premiers indices d'action de vent (au Nord). Ceux-ci sont, dans l'ordre d'apparition :

1.^o Déflation, sable enlevé en surface.

2.^o Dessus des galets et blocs luisants. Gros blocs un peu déchaussés. Disparition de la végétation. Début de l'accumulation de sables éoliens.

3.^o Les faces des blocs sont aplanies.

4.^o Apparition des formes d'érosion éolienne typiques des galets et blocs (voir leur description 2 pages ci-dessus et au chapitre I, Hraun).

Appliquons maintenant à d'autres localités les critères (4^o) et indices (3^o, 2^o, 1^o) ainsi reconnus.

2. — Localités diverses

Nous les mentionnons dans l'ordre d'action éolienne (observée) croissante.

Environs de Hjalli. — Blocs basaltiques de 0,4 à 1 m, à faces souvent aplanies ; quelques uns avec traces de cupules. Action éolienne possible, non prouvée. Age : non actuel, un peu antérieur ; car les blocs sont emballés dans des limons d'où l'érosion actuelle les dégage à nouveau. Les limons sont néanmoins récents, car ils recouvrent les alluvions récentes de la vallée de l'Olfusà.

Rive ouest de la Skaftafellsà. — Dépôts actuels ou subactuels au pied du glacier Skaftafelljökull. Moraines : aucune trace d'action de vent. Anciens lits, actuellement à sec, de la Skaftafellsà : aucune trace d'usure éolienne ; blocs mats ; accumulations de sable éolien très rares, très petites, avec ripple-marks éoliennes. Le lit le plus ancien porte des mousses. Les autres lits et les moraines qui les séparent sont nus.

Lágafell. — A 12 Km à l'Est de Reykjavik. Végétation notable sur le roc en place-laves... etc., réduite à de très rares herbes sur les dépôts glaciaires. Ceux-ci ont été

décapés du sol qui les recouvrait ; le vent a enlevé en outre, en surface, le sable, mais non les galets (trop gros) ni l'argile (humide). Sur les faces supérieures et — partiellement — latérales des laves bulleuses, les vacuoles sont noires-luisantes. Sur de grands espaces, magnifiques sols striés de solifluxion.

Environs du Hvitárvatn et de Hveravellir. — Végétation notable sur les cendres volcaniques, sur les limons, et, jusqu'à une altitude de quelques mètres au-dessus du lac Hvitárvatn, sur les dépôts glaciaires qui forment la rive Sud du lac. Ailleurs, dépôts glaciaires à peu près nus ; déflation intense ; blocs basaltiques déchaussés, luisants. Entre Innriskuti et le Hvitárvatn, nombreuses accumulations de sable à grains volcaniques de 1 mm environ. Elles sont en général groupées, distantes de 1 à 20 m, et fixées par des touffes de *Salix* nains. Leur hauteur va de 0,2 à 0,5 m, leur longueur de 0,75 à 1,50 m. Dans les dépressions de terrain, elles peuvent même atteindre 1 m de haut et 3 m de long. Quelquefois, elles sont à l'ombre d'un gros bloc. En général, elles sont plus abondantes là où les blocs de 0,3 m et plus sont plus rares, et aussi sur les versants des petits thalwegs larges de 5 à 40 m, qui sont un peu à l'abri du vent. Elles sont souvent mangées par le vent d'un côté, nourries par lui de l'autre.

Thjórðárdalur. — Rive droite de la Thjórðà, au NE d'Ásolfstadir. Déflation. Petits galets de basalte à faces luisantes, aplanies ; arêtes un peu régularisées ; S. Pl. VI, fig. 3. Galets de scorie à dessous mat, gris ; dessus très luisant, noir. Petites accumulations, passant aux rides de cendres et ponces déjà signalées (ci-dessus III, et Pl. III, fig. 1).

Myrdalssandur. — Delta fluvioglaciaire actuel. Pas de végétation. Au Nord-Ouest, près d'Engimyri, sur la rive droite du Sandvatn, accumulation éolienne. Au Nord, le long de la piste qui, de Hafursey, se dirige vers le Nord-Est, petites ondulations présumées éoliennes, distantes de 50 cm ; déflation ; galets basaltiques luisants ; certains ont leurs faces aplanies. Ainsi, la partie Nord du Myrdalssandur

ressemble tout à fait à la partie Nord du Skógasandur. Je n'ai malheureusement pas pu, faute de temps, contrôler si la partie Sud du Myrdalssandur porte, comme celle du Skógasandur, des blocs éoliens typiques ; en tout cas, la carte topographique (Blad 69) signale, dans la moitié Sud-Est, des dunes dont une partie empâte une coulée de laves.

Skedararsandur. — Le plus grand delta fluvioglaciaire actuel. Région observée : le Nord, le long de la piste reliant Kalfafell à Skaftafell. Dans la moitié Est, petite végétation de mousse ; aucun galet brillant ; près des lits des petites rivières qui descendent du glacier, ripple-marks éoliennes ; dans les entonnoirs profonds de 2 à 8 m. laissés par la fonte des énormes blocs de glace qu'entraînent les débâcles consécutives aux éruptions, accumulation de sable éolien, principalement fait de cendre volcanique noire à grains de 1 mm environ ; dessus, touffes d'herbes, notamment de graminées xérophytes.

A l'extrémité Nord-Ouest, sur la rive droite du fleuve, la surface du sandur est soumise à une intense déflation ; pas de végétation ; les galets de lave sont brillants et présentent des faces aplanies ; sur les galets de lave bulleuse, usure en cupules allongées nettement orientées vers le NNE (ou le SSW ; sens malheureusement non noté). Tout à côté, à un niveau un peu plus bas, sur le lit majeur du fleuve, les galets ont un aspect totalement différent ; ils sont mats, arrondis, comme il est de règle pour les galets fluviaux ; tout au plus observe-t-on un petit placage de sable éolien, sans végétation, avec ripple-marks distantes de 15 à 20 cm.

Ici encore, il est possible que dans les parties plus méridionales du sandur où je n'ai pu aller, on découvre des galets éoliens typiques ; la carte topographique (Bl. 77, 78, 87, 88) y mentionne des dunes.

Kirkjubaejarklaustur. — Au bord de la rivière Skaptà, dunes atteignent 2 m de haut, portant quelques touffes d'herbes. Sur le sandur, les blocs de lave de 10 à 30 cm ont la face inférieure toujours fraîche, non usée, la face supérieure quelquefois usée, lisse ; l'un d'eux portait une

ébauche d'arête et, sur l'une des faces, une striation éolienne.

Est de l'Hekla. — Un fragment de lave de cette région, conservé à l'Université de Stockholm, présente des cupules et des stries éoliennes.

3. — Gunnarsholt

Disposition générale. — Au voisinage de Gunnarsholt s'étendent deux anciens complexes fluvio-glaciaires à matériel volcanique, le Helluvadsandur et le Geitasandur. Leur surface presque horizontale (pente 3:1000) est parsemée de galets dont la taille ne dépasse pas, au Sud, 15 cm. (Helluvadsandur) ou 25 (Geitasandur) et croît légèrement vers le Nord-Est. Près de leur limite Nord-Est, les deux sandurs se relèvent et passent à des remparts morainiques, bien visibles sur le Helluvadsandur, et parsemés de blocs atteignant 1 à 3 m. - 90 % des blocs et galets sont en lave basaltique compacte, 10 % en lave caverneuse noire ; celle-ci est plus abondante (20 à 25 %) parmi les galets petits, mesurant 5 à 10 cm. Si on déterre de petits galets, on voit que beaucoup d'entre eux sont dressés (solifluxion ? cf. Lit. 2). Une coulée de lave chaotique descendue du massif de l'Hekla, est venue se figer sur le bord Nord du rempart morainique.

Les deux sandurs ont été anciennement couverts de limons qui, au cours des derniers siècles, ont été érodés par le vent. La végétation est encore à peu près totalement absente du Geitasandur ; grâce à des travaux de défense, elle reprend déjà pied sur le Helluvadsandur.

Nous avons signalé plus haut l'action du vent sur les laves de Gunnarsholt (I) sur les cendres volcaniques qui les recouvrent (II) et enfin sur les limons (IIIA). Examinons maintenant son action sur le matériel volcanique repris à l'état de blocs, galets ou grains dans les sandurs.

Déflation. — Le sable, présent en profondeur, a été enlevé en surface. D'où un paysage analogue au Reg Saharien : Pl. II, Fig. 2.

Accumulation. — Sur le Helluvadsandur, petites accumulations de poussière volcanique au pied des touffes d'herbes éparses. A 1 Km. à l'Ouest de la ferme de Gunnarsholt, dans un fond marécageux, dunes hautes de 1 m, distantes de 2 à 4 m, portant une végétation d'*Elymus arenarius*.

Sur le Geitasandur, buttes de sable éolien atteignant 20 cm. de haut et 60 cm. de diamètre. La majorité des

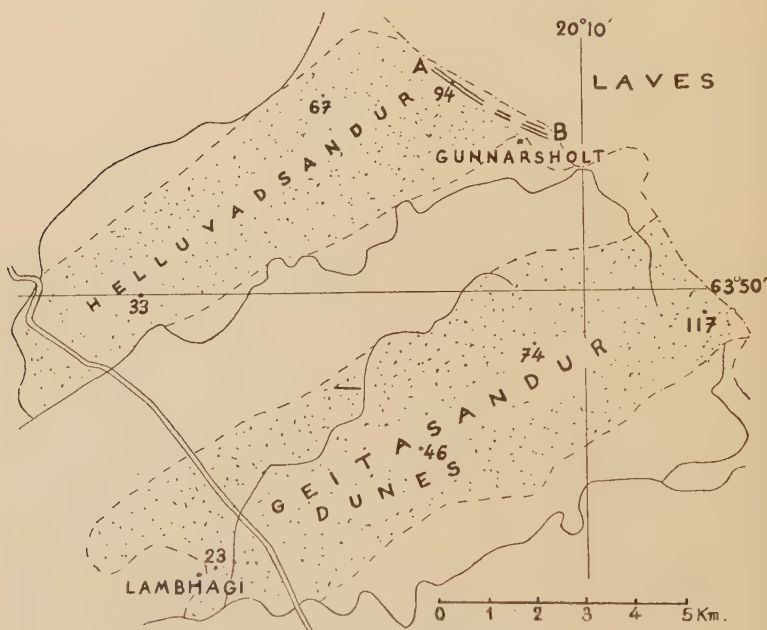


Fig. 7. — Carte des environs de Gunnarsholt. --

Pointillé, partie dénudée des sandurs. Trait interrompu, leur limite. Trait plein simple, rivières; double, grand-route. Traits et points, limite Sud des lavas. AB, remparts morainiques. Altitudes en mètres.

Sketch map of neighbourhood of Gunnarsholt. — Dotted areas, bare parts of sandurs. Dashed lines, their contours. Single full lines, rivers; double one, main road. Dashed line with points, Southern boundary of lavas. AB, morainic accumulations. Altitudes in meters.

grains est faite de menus fragments de verre volcanique; quelques uns sont des débris de cristaux d'olivine, augite et plagioclases (détermination de A. VATAN).

Dans les dépressions humides, dunes atteignant 5 à 8 m. de haut, figurées sur la carte topographique (Bl. 48), faites de menus fragments volcaniques (Scories... etc.) dont la longueur moyenne va de 0,5 à 1 cm. et la longueur maximum de 3 à 4 cm. J'ai montré (Lit. 2) que les grandes longueurs des fragments, surtout celles des plus grands, sont orientées en majorité suivant une direction dominante, E 70° S, qui est, ici comme ailleurs, perpendiculaire aux vents les plus violents, ici N 60° E.

Enfin, à l'Est de la ferme de Gunnarsholt contre le front des laves, placage épais de sable éolien; une source y prend naissance. (Pl. V, Fig. 10).

Usure. — Sur beaucoup de blocs et de gros galets basaltiques des remparts morainiques, l'usure éolienne est très typique, surtout sur les plus saillants et sur les plus haut situés. Au Sud, elle est encore nette sur le Geitasandur à la hauteur de Lambhagi, tandis que sur le Heluvadsandur elle se réduit, pour des galets de même taille, à un simple éclat luisant. Précisons les principaux caractères de cette usure.

Arêtes. — Cf. Pl. IV, Fig. 1 et Pl. VI Fig. 2 Elles ont tous les caractères des arêtes éoliennes: tracé non en ligne brisée, mais rectiligne ou un peu sinueux; dans le plan perpendiculaire aux faces, rayon de courbure petit, voisin de 1 mm.; angle dièdre des faces grand, voisin de 120°. Observées successivement, sur le terrain, elles paraissent orientées en tous sens; mais sur des dessins orientés, exécutés d'après nature, et observés ensuite simultanément, une orientation dominante, mais non exclusive, apparaît (Fig. 8). Elle est E 60° S, perpendiculaire au vent dominant, ici N 60° E. Son existence confirme le fait, établi par ailleurs par voie expérimentale, que le vent ne se borne pas à façonner les cassures ou arêtes préexistantes, mais qu'il est capable d'en faire apparaître de nouvelles.

Usure différentielle. — Bien visible sur les tufs palagonitiques en place (Geitasandur, Nord) ou en galets. Cf. Pl. VII, Fig. 1: strates tendres fortement creusées.

Le burinage éolien met souvent en relief dans les laves, une hétérogénéité de texture, par exemple une fluidité. Cf. Pl. IV, Fig. 2. Ce cas nous conduit à celui des

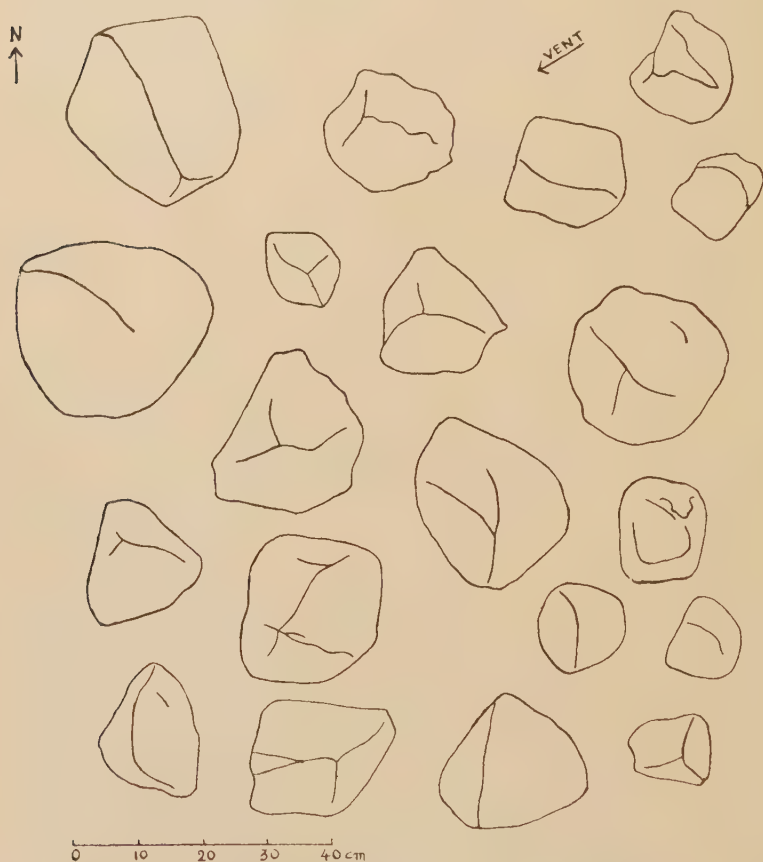


Fig. 8. — Orientation commune de la majorité des arêtes éoliennes perpendiculairement au vent dominant (flèche).

Gunnarsholt, galets basaltiques façonnés par le vent. Dessins orientés exécutés sur le terrain, puis juxtaposés.

Common orientation of most of eolian edges at right angles to the prevailing wind (arrow).

Gunnarsholt, wind-worn basaltic pebbles. Field-sketches, drawn with orientation, and then set in juxtaposition.

cupules longues de 2 à 30 mm., larges de 1 à 10 mm., fréquentes sur les laves un peu hétérogènes.

Allongement des cupules. — Sur une même face, les cupules éoliennes, comme d'ailleurs les bulles préexistantes de la lave, sont en général allongées parallèlement les unes aux autres. J'ai mesuré, sur une série de galets cupulés pris au hasard l'angle entre la direction d'allongement des cupules éoliennes, sur la face supérieure et celle des bulles originelles de la lave sur la face inférieure du même galet. Cet angle s'est trouvé 8 fois inférieur à 45° , 5 fois supérieur à 45° . Il semble que l'allongement des cupules éoliennes soit dû davantage à l'influence directrice du vent qu'à celle des bulles préexistantes de lave.

Effectivement, sur le terrain ou sur dessins orientés d'après nature, fig. 9, on voit que les cupules éoliennes des blocs de 14 à 26 cm. sont orientées en moyenne N 60° E, c. a. d. parallèlement au vent dominant, ici N 60° E.

Sens des cupules. — On voit sur mes échantillons (Pl. VII, Fig. 2) que les cupules ont non seulement une direction, mais un sens; souvent, l'un de leurs bouts est plus étroit et surtout plus creux; la cupule est alors en forme de spatule. Toutes les cupules spatulées d'une même face ont leur bout creux du même côté (Pl. VII, Fig. 2); j'ai pu établir depuis, sur un autre matériel, (cailloux éolisés rapportés par DE GEER du Spitzberg) que ce côté plus creux coïncide avec l'amont du vent.

Retournement — Ici, comme au Skógasandur, j'ai retourné les galets de lave bulleuse dont la face supérieure était luisante, usée par le vent, et j'ai noté si la face inférieure était luisante ou mate, c. a. d. si au cours de son façonnement éolien, le galet avait été retourné, ou non. La fig. 10 montre que la proportion des galets usés sur les 2 faces, c. a. d. ayant été retournés, décroît rapidement quand la longueur des galets augmente; (voir aussi Pl. VIII, Fig. 1 et 2); elle est moins forte pour les galets situés au voisinage immédiat de galets plus gros que pour les galets en plein vent; elle est moins forte au Sud qu'au Nord du Helluvadsandur, peut-être parce qu'au Sud le limon protecteur a persisté plus longtemps. Dans les trois cas étudiés ici, l'agent de retournement peut être: Vent

(probable). Pas de l'homme ou des animaux (peu important). Solifluxion (peu probable).

Agè. — Sur les sandurs de Gunnarsholt, l'action du vent s'exerce évidemment à l'époque actuelle. Mais le

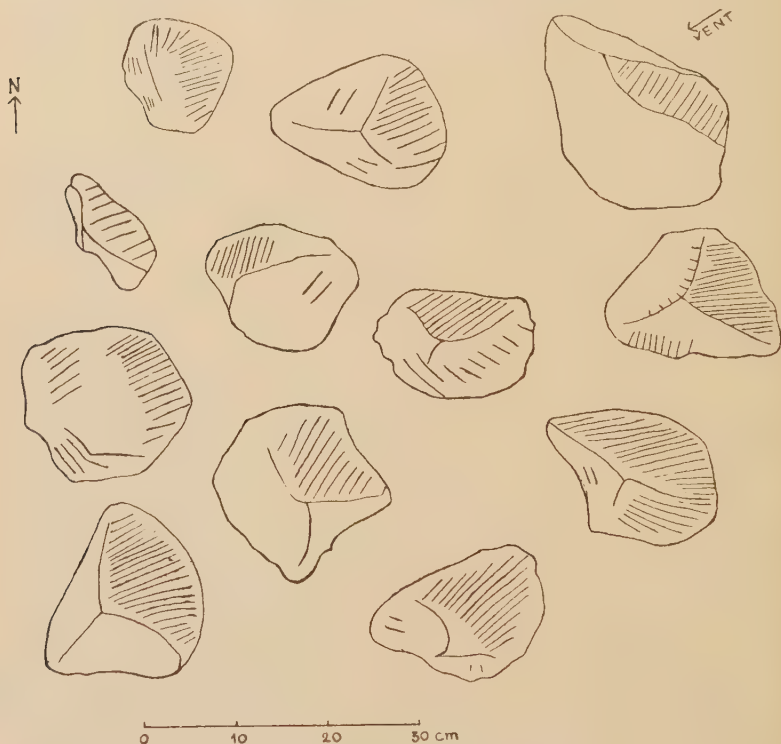


Fig. 9. — *Orientation commune, parallèlement au vent dominant (flèche) des cupules éoliennes (hachures).*

Noter leur localisation fréquente sur la face au vent. -- Gunnarsholt, galets basaltiques façonnés par le vent. Dessins orientés exécutés sur le terrain, puis juxtaposés.

Common orientation, parallel to the prevailing wind (arrow), of the eolian cupules (hatching).

Notice their frequent localisation upon wind-ward faces. -- Gunnarsholt, wind-worn basaltic pebbles. Field-sketches, drawn with orientation, and then set in juxtaposition.

façonnement si poussé des blocs de la région Nord implique une ablation de matière qui n'a pu se faire au cours des 200 ans qu'a duré l'actuelle dénudation. D'autres con-

sidérations, qui sortiraient du cadre de cette étude, conduisent aussi à penser que les beaux blocs éolisés ont été façonnés par le vent pendant la période qui a suivi l'édi-

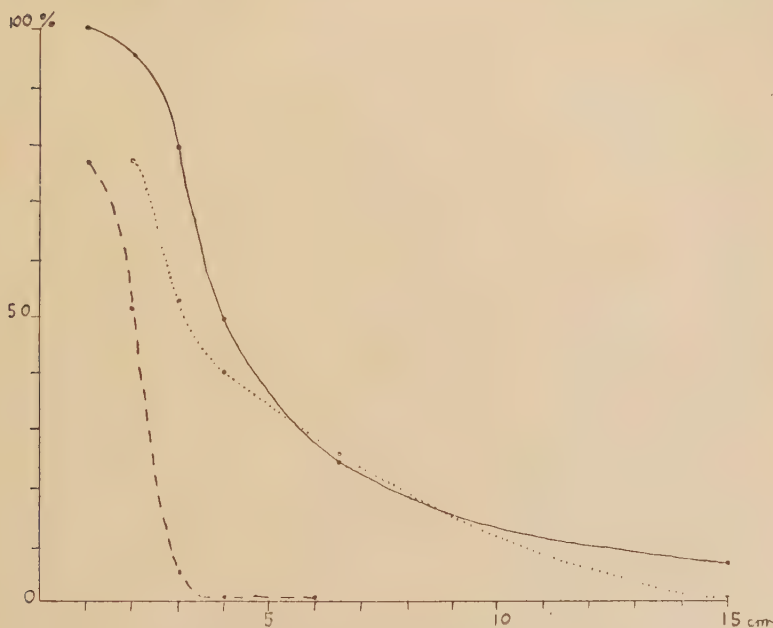


Fig. 10. — Courbes montrant la variation, en fonction de la taille, de la proportion des galets de scories usés par le vent sur leurs deux faces (dessus et dessous), c. à d. ayant été retournés au cours de leur usure.

Le pourcentage (ordonnées) diminue rapidement lorsque la taille des galets (en cm; abscisses) augmente. -- Gunnarsholt. Trait plein, région Nord, galets exposés en plein vent. Très retournés. Pointillé, même région, galets abrités du vent par de plus gros galets voisins. Moins retournés. Trait interrompu, région Sud, galets en plein vent, ici beaucoup moins retournés.

Curves showing variation, in connection with size, of the percentage of scoriaceous pebbles worn by the wind on both upper and lower faces, having been turned upside-down during wearing.

Percentage (ordinates) decreases fast when size of pebbles (in cm.; abscisses) increases. -- Gunnarsholt. Full line, Northern part, pebbles fully exposed to the wind. Much turned upside-down. Dotted line, same region, pebbles sheltered from the wind, in the vicinity of larger ones. Less turned upside-down. Dashed line, southern part, pebbles fully exposed to the wind, here much less turned upside-down.

fication du sandur; ils ont été ensuite ensevelis sous les limons; et l'érosion actuelle s'est probablement bornée à dégager et rajeunir ces formes éoliennes fossiles.

4. — Conclusion

L'action du vent sur le matériel fluvioglaciaire est intense, plus intense que sur les laves. Le matériel volcanique fin peut s'accumuler en rides et dunes, petites certes, mais très variées de caractère, et dont la formation est favorisée par une végétation spéciale (*Elymus arenarius*, *Salix* nains) et par la proximité du niveau hydrostatique. Sur le Matériel volcanique grossier, blocs et galets basaltiques compacts ou bulleux, et tufs, on voit tous les stades d'une usure éolienne croissante, jusqu'aux formes les plus typiques.

C. — Grains volcaniques repris dans les formations marines

Principales localités :

Cap Portland. — Cf. ROBERT, Lit. 22, p. 241.

Au pied de la falaise, vers le Sud Ouest, dune de sable volcanique s'élevant jusqu'à 300 pieds (100 mètres).

Entre l'embouchure du Hvità et Thorlakshöfn. — Ibid. p. 205. « Dunes élevées formées d'un sable noir basaltique ». Avec *Festuca arenaria*.

Hafnarfjörður. — Ibid. p. 81.

Fossvogur. — Ibid. p. 59.

De Stadastadur à Budir. — Ibid. p. 75. Dunes coquillères (pour mémoire).

Patrixfjord. — Cf. JARDIN, Lit. 8, p. 14. Placage éolien de sable coquiller et non pas, comme l'ont écrit certains auteurs, quartzeux ou micacé (pour mémoire).

Hraun — Voir la description détaillée au début de la présente étude.

Vik. — Observations personnelles. Au pied des hautes falaises verticales rocheuses faites de palagonite, le sable accumulé par la mer, composé de fins éléments volcaniques

minéraux et verre, forme un raplat large de 100 à 300 mètres, avec ondulations éoliennes distantes de 50 cm., surtout belles au voisinage de la mer. Le vent accumule le sable contre la falaise, jusqu'à 15 ou 20 mètres de hauteur. Ce placage est dépourvu de végétation là où l'apport sableux persiste actuellement ; il porte au contraire un peu d'herbe vers l'Est, où une nappe d'eau allongée dans une dépression étroite, juste au pied de la falaise, arrête l'apport sableux.

V. — Conclusions générales.

A. — Modes d'action du vent

L'action du vent est très importante en Islande. Elle se manifeste par divers ordres de phénomènes :

1. — *Déflation*. — Enlèvement par le vent des fines particules des cendres volcaniques et des dépôts sédimentaires meubles. Dans l'un et l'autre cas, elles consistent en menus fragments d'origine volcanique, minéraux — olivine, augite, plagioclases, — et verre.

2. — *Accumulation*. — Le même matériel, emporté par le vent, est accumulé plus loin. Les parties les plus fines, de 0,01 à 0,1 mm., forment, conjointement avec quelques lits de cendres qui s'y intercalent, le manteau de limons qui recouvre une grande partie de l'île. Les particules plus grossières, sables et graviers de 1 à 30 mm., sont amoncelées par le vent en rides et dunes.

3 — *Usure* — Le matériel usant est constitué par les menues particules volcaniques entraînées par le vent. Sous leur action, les galets, blocs et roches en place sont fortement usés. Les parties dures des tufs sont mises en relief. Les basaltes prennent les formes de galets à facettes typiques ; l'usure éolienne souligne souvent l'hétérogénéité de leur texture.

B. — Age

Ces actions de vent se sont exercées, non seulement depuis l'époque historique, mais aussi antérieurement, entre

autres au Quaternaire récent (Gunnarsholt pro parte). Niels NIELSEN (Lit. 15 et 16.) a même décrit dans la « palagomite », d'âge Quaternaire ancien, des limons présumés éoliens.

C. — Genèse

La coexistence, en Islande, d'un climat humide avec des actions éoliennes intenses n'a rien qui doive choquer; elle est commune dans les pays arctiques. Action de vent n'implique donc pas nécessairement sécheresse, mais absence de couvert végétal. Les causes naturelles qui font obstacle à la végétation en Islande sont principalement liées au climat rigoureux : froid intense, grand vent. C'est avant tout à sa latitude élevée et à ses glaciers que l'Islande doit d'être le siège d'intenses actions de vent.

D. — Rapports de l'action du vent avec les phénomènes volcaniques

Le volcanisme favorise l'action du vent par l'abondant apport de matériel, et notamment de matériel fin, qu'il lui fournit.

Sans doute avons-nous vu que, dans l'ensemble, les formes de deflation accumulation et usure éoliennes sont les mêmes en Islande sur matériel volcanique, qu'ailleurs sur des matériels différents. Néanmoins, elles doivent à la nature volcanique du matériel constituant quelques-unes de leurs particularités : faible cohésion et perméabilité des limons; évasement des alvéoles et mise en évidence de l'hétérogénéité de texture des blocs basaltiques.

Summary

Wind-action upon volcanic material is very strong in Iceland.

I. — Wind-action upon basaltic lava-streams

At Hraun, the sea-shore sand, made of fine volcanic particles, is at present driven away by the wind against a recent ropy lava; vegetation is almost missing. Along the sea-shore the sand forms living dunes. Towards the inland, it has been accumulated between the lava-bubbles and even between the sides of the fractures of the lava (Pl. I, Fig. 1). The lava-fragments (Pl. I, Fig. 2.) are distinctly wind-worn; the following characters distinguish them from water-worn pebbles or freshly broken, not worn fragments. About 2 or 3 smooth, flat or slightly undulated faces. Between them, the edges are neither quite sharp nor much blunted, nor in a broken-line, but straight or gently sinuous, a little blunted and hence smooth but yet apparent. Only on the upper surface of each fragment, the hollows of the lava are distinctly widened, worn, and their edges smoothened. The *in situ* lava surfaces are also bare, smoothened, flat or slightly undulated (Pl. I, Fig. 1.) and their ropy aspect has been scoured. All these effects of wind-wearing, as well as sand-accumulations and scarcity of vegetation, decrease towards the North, where, finally, no sand is present, plant-covering is normal and the lava-surface is still fresh, ropy and, like the lava-fragments, not yet worn.

In the other lava-fields studied: Merkurhraun, neighbourhood of Myrdalssandur, Gunnarsholt, Hveravellir, the facts are quite different. One finds only little eolian accumulations of sand or ashes. The lava-surface is devoid of any trace of wind-action, and it contrasts with the neighbouring bare detritical sedimentary formations by the presence of a plant-covering, which seems to have preserved the lava from wind-wearing.

At Hraun, the exceptionnal wind-wearing seems to be bound to the great abundance of sand, the flatness of the lava-surface, and above all the weakness of vegetation, here especially thwarted by the rough littoral conditions.

II. — Wind-action upon volcanic tuffs and pyroclastic material of consolidated sedimentary formations

In the « palagonitic » tuffs, softer stratas are carved by the wind (Pl. VII, Fig. 1.), and harder parts are protruding out (Pl. III, Fig. 2.).

III. — Wind-action upon ashes and lapillis

The Merkurhraun is scattered with little dunes of volcanic ashes, 1 to 4 meters high.

West of Burfell, the wind has blown away the fine volcanic dust. It is not certain that the sorting of the remaining coarser material (Pl. III, Fig. 1.) is produced by the wind; perhaps here solifluxion (freezing and thawing... etc.) had its effect. Stones a little worn by the wind (Pl. VI, Fig. 3.).

Near Gunnarsholt, in some places, ashes are heaped in dunes 1 to 4 meters high. In other places, they are lifted up by the wind; material is sorted.

At Hveravellir, the wind rehands together an ash-layer and fluvioglacial deposits (Text-Fig. 2).

Summing up, the wind-action upon ashes and lapillis is more frequent in Iceland than in other countries probably because the existence of vegetation-covering is checked by the roughness of the climate. Its importance is also due to the abundance of projections so characteristic of Icelandic volcanism.

IV. — Wind-action upon boulders, pebbles and grains of volcanic material rehanded in the loose sedimentary formations

A. *Loams*. — All Icelandic soils are made of very fine varied volcanic wind-accumulated particles, with small layers of volcanic ashes.

Under wind-action, the basic volcanic material of Iceland assumes the same forms of accumulation (mantle-like)

and erosion (steep walls, kinds of yardangs) as the continental loess, made of quartz and limestone. Hence, such forms are less connected with the nature and density of constituent particles than with their very small size.

The distinctive characters of Icelandic soils are bound up, some of them (great permeability, little coherence) with the volcanic nature of the material, the others (great speed of deposition) with the strong supply of fine particles afforded by the Icelandic volcanism.

B. *Fluviatil and glacial formations.* — *The Skógasandur*, recent, large bare delta formation (Text. Fig. 3) made of volcanic pumice and blocks of basalt and tuff, shows from North to South increasing traces and signs of wind-action, which are successively :

1.^o Sand is blown away from the surface.

2.^o Upper part of boulders is shiny. Lower part of greater blocks is eroded (Text. Fig. 4). No more vegetation. Beginning of sand-accumulations. Curious wind-formed sand-ridges.

3.^o Faces of boulders are flattened.

4.^o Wind-worn boulders as typical as at Hraun : Pl. III, Fig. 2, and Pl. VI, Fig. 1.

Statistics show (Text. Fig. 5) that only the smallest pebbles, beneath 5-10 cm., may be usually turned upside down (by the wind... etc.).

Following localities show increasing signs of eolian action : Hjalli, Skaftafell, Lågafell, Hvitarvatn, Thjòrsárdalur, North of Myrdalssandur and Skeidararsandur, Kirkjubæjarklaustur, region East of volcano Hekla, Gunnarsholt.

At *Gunnarsholt* (Text. Fig. 7) we may observe deflation (Pl. II, Fig. 2.) ; sand-accumulations (Pl. V, Fig. 2.) ; dunes 5 to 8 meters high ; beautiful wind-worn stones (Pl. IV, Fig. 1 and 2, Pl. VI, Fig. 2, Pl. VII, Fig. 1, 2, Pl. VIII, Fig. 1, 2) ; yardangs (Pl. V, Fig. 1). Field observation, together with statistics, show that on wind-worn stones :

a) The edges (Text. Fig. 8), are a little more often at right angles to the prevailing North-East wind-direction.

b) On the dunes, the great length of the wind-accumulated larger pebbles is more often at right angles to the prevailing North-East wind-direction.

c) The lengthened spatula-shaped cupules are mostly directed parallel to the same wind-direction, and their deeper end is always windward (Text. Fig. 9 and Pl. VII, Fig. 2.).

d) Only the smallest pebbles may be turned upside-down, by the wind.. etc. (Text. Fig. 10, and Pl. VIII, Fig. 2.).

C. Marine deposits. — The volcanic shore-sand can be driven by the wind against the shore-cliffs (Vík) or into sand-dunes (Hraun).

Conclusions

In Iceland, wind-action is very strong. It has acted, almost every-where, upon volcanic material. It is marked by deflation and accumulation of finer particles, like ashes, and typical wearing of larger stones, like blocks of basalt and tuff. It has acted not only at the present time, but also during the recent and ancient Quaternary. Like in many other arctic regions, it is less connected with aridity, but than with the absence of vegetation-covering caused by the roughness of the climate (cold; strong wind). It is favoured by the great abundance of material supplied by the Icelandic volcanism.

OUVRAGES CONSULTÉS

- (1) BJARNASSON, Hákon. *Thiðrsárdalur*, Ársrit Skógræktarfélags Islands, 1937, p. 5 à 36, 1 fig., 4 cartes. English summary, Reykjavík.
- (2) CAILLEUX, André. — *La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques*. Rev. Géogr. Phy. et Géol. Dyn., T. XI, p. 171 - 198, Paris, 1938.
- (3) EMILSSON, Steinn. — *Lössbildung auf Island*. Vísindafjelag Islendiga, XI, p. 1 à 19, 2 fig., Reykjavík, 1931.

- (4) EMILSSON, Steinn. — *Beiträge zur Geologie Islands*. Centralblatt f. Min. etc., 1929, B. 1.
- (5) GRÜNER. — *Die Bodenkultur Islands*. Archiv für Biontologie, III, 2, Berlin, 1912.
- (6) HARDER, Paul. — *Virkninger af Feyvesand. Nogle Jagttagelser fra Island*. Medd. Dansk Geol. Förs. Bd. 3. Kobenhavn, 1907-1911.
- (7) JWAN, Walter. — *Island*. Geograph. Arb. der Univ. Berlin, H. 7, Engelhorn's edit. Stuttgart, 1935, 155 pp., 101 fig., biblio. Cf. p. 60, 61, 62, 107.
- (8) JARDIN, Edelestan. — *Voyage géologique autour de l'Islande*. Bull. Soc. Acad. Lefournier edit., Paris.
- (9) KEILHACK F. L. H. Konrad — *Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ab lagerungen*. Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. 1883, p. 172-173, pl. XIX, 1884.
- (10) KNEBEL W. von und RECK H. — *Island, eine Naturwissenschaftliche Studie*. Nägele edit, 1912, 290 pp., 30 fig., 28 pl., 1 carte.
- (11) KOFOED-HANSEN A. F. — *Om Lössjords Forhold til Skovvegetation*. Skogsvardsförs. Tidskrift, H. 11-12, Stockholm, 1922.
- (12) NEHRING A. — *Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit... etc*. Berlin, 1890.
- (13) NIELSEN, Niels. — *Landskabet Syd-ost for Hofsjökull i det indre Island*. Geogr. Tidskr. Kobenhavn, 1928.
- (14) NIELSEN, Niels. — *Contribution to the physiography of Iceland*. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrift. Naturvid. og Mathem. Afd. 9, IV, 5, p. 183-288, 6 fig., 32 pl., 9 cartes, Kobenhavn, 1935, S. p. 245-251.
- (15) NIELSEN, Niels. — *Jagttagelser vedrørende den saakaldte Palagonitformation i Island*. Nordiska naturf. i Helsingfors, p. 414-420, Helsinki, 1936.
- (16) NIELSEN, Niels, og NOE-NYGAARD. Arne — *Om den islandske Palagonitformations Oprindelse*. Geogr. Tidskrift, 39, 2, p. 3-36, 13 fig. Kobenhavn, dec. 1936, Cf. p. 11.
- (17) PJETURSS, Helgi. — *Om Islands Geologi*, Kobenhavn, 1905.
- (18) PJETURSS, Helgi. — *Island Handbuch der regionalen Geologie*, H. 2, 1910.
- (19) PJETURSS, Helgi. — *Fundamentals of Icelandic Geology*, Idunn, Reykjavik, 1927.

- (20) PRYTZ, C. V. — *Lidt om Traevæksten paa Island*. Geogr. Tidskr. Bd. 17, p. 238 241, Kobenhavn, 1901-1904.
- (21) PRYTZ C. V. — *Skovdyrkning paa Island*. Tidsk. f. Skovvaesen, XVII, p. 27, Kobenhavn, 1905.
- (22) ROBERT. — *Voyage en Islande et au Groenland*. 1 vol. Bertrand édit. Paris, 1840.
- (23) SAMUELSSON, Carl. — *Nagra studier över erosions-företeelserna pa Island*. Ymer, Tidskr. f. Antrop. och. Geogr. 3-4, p. 340-355, Stockholm, 1925.
- (24) SAMUELSSON, Carl. — *Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigten Erdteilen*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, XX, p. 1-230.
- (25) SAPPER, Karl. — *Die Bedeutung des Windes auf Island*. Aus der Natur, 5, p. 1-16, Leipzig, 1909.
- (26) SPETHMANN, Hans. — *Islands grösster Vulkan*, p. 1-143, 36 fig. von Veit edit. Leipzig, 1913. Cf. p. 47-49.
- (27) THORKESSON. — *Volcanic eruptions in Iceland, 1922*. Vísindafélag Islendiga, Reykyavík, 1923.
- (28) THORODDSEN, Thorvaldur — *Island, Grundriss der Geographie und Geologie, Ergänzungsheft. 152-153*. Pet. Mitt. Gotha 1905-1906. Cf. p. 14.
- (29) THORODDSEN, Thorvaldur. — *Vulkanen Katla og dens sidste Udbrud*. Geogr. Tidskr. p. 120 135, Kobenhavn, 1920.
- (30) THORODDSEN, Thorvaldur. — *An account of the physical geography of Iceland... etc*. The botany of Iceland, vol. I, part. 1-2, p. 187-343, Kobenhavn, 1914.
- (31) TRAUTZ, Max. — *Im Nordrand des Vatnajökull im Hochland von Island*. Pet. Mitt., 65, p. 121, Gotha 1919.
- (32) WEGENER, A. — *Staubwirbel auf Island*. Meteor. Zeit. 1914.

. CAILLEUX — *Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.*

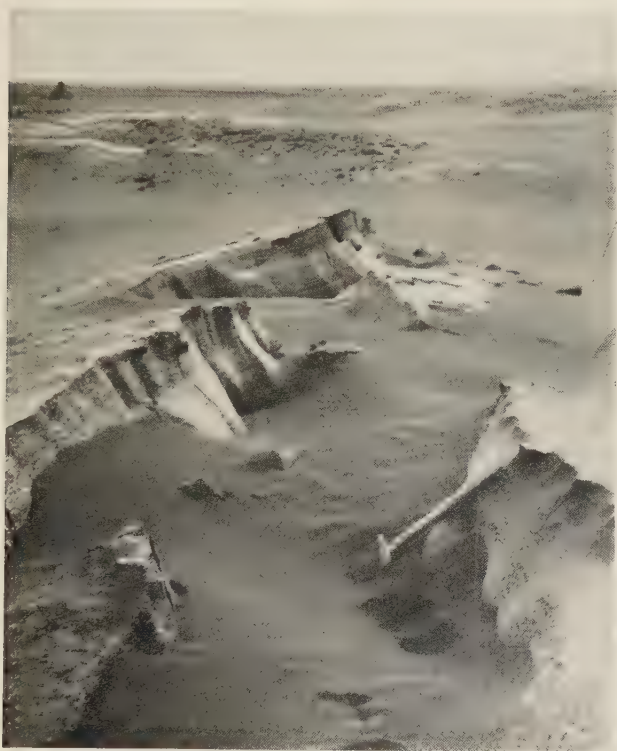


Fig. 1. — Sud de Hraun. Décapage par le vent d'une lave récente fracturée et dénudée. Les faces de la fracture ont été érodées et émoussées. Crête saillante. Remplissage de sable éolien.
South of Hraun. Wind-scouring of a recent bare broken lava. The faces of the fracture have been eroded and blunted. Protruding ridge. Eolian sand-filling.



Fig. 2. — Sud de Hraun. Fragments de lave façonnés par le vent chargé de sable. Faces planes. Arêtes. Alvéoles évasées.
South of Hraun. Lava fragments worn by the sand-driving wind. Flat faces. Edges. Wide-mouthed holes.

A. CAILLEUX — *Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.*

Fig. 1. — Sud-ouest du Burfell. Au premier plan, rides alternantes de projections volcaniques fines (sombres) et grossières (claires). Genèse de ces rides douteuse: solifluxion (gel ou dégel) ou vent.

South-west of Burfell. At the foreground, alternating waving of fine (dark) and coarse (clear) volcanic projections. Origin of the waving is questionable: solifluxion (freezing and thawing) or wind.



Fig. 2. — Skógasandur. Bloc de "palagonite" (tuf). Le vent l'a décapé à la base et a mis en relief les éléments plus durs (galets).

Skógasandur. "Palagonitic" block (tuff). The wind has scoured its base and has set off the harder elements (pebbles).

A. CAILLEUX — *Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.*

Fig. 1. — Gunnarsholt. Bloc de basalte façonné par le vent. Faces doucement onduleuses, très lisses; arêtes; burinage des parties plus tendres.

Gunnarsholt. Wind-worn basaltic block. Faces are smoothly curved; edges; carving of softer parts.

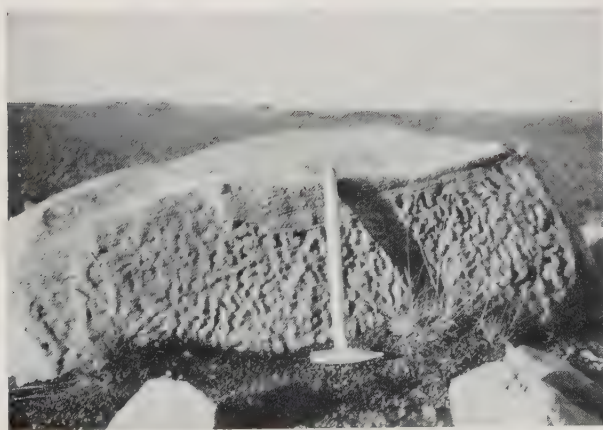


Fig. 2. — Gunnarsholt. Bloc de basalte façonné par le vent. Burinage mettant en relief l'hétérogénéité de texture, notamment en haut à gauche la fluidité.

Gunnarsholt. Wind-worn basaltic block. The carving makes clear the heterogeneity of the texture, namely on the upper left the flow-structure

A. CAILLEUX — *Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.*



Fig. 1. — Gunnarsholt. Variété de yardangs. Erosion par le vent des accumulations de fines poussières volcaniques qui formaient le sol.

Gunnarsholt. Kinds of yardangs. Erosion by the wind of the accumulations of fine volcanic dust which formed the soil.

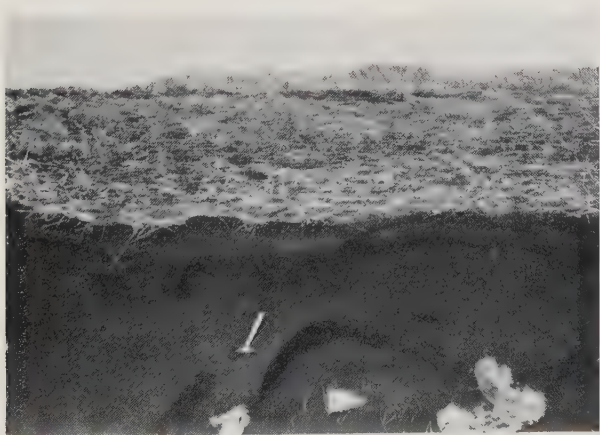
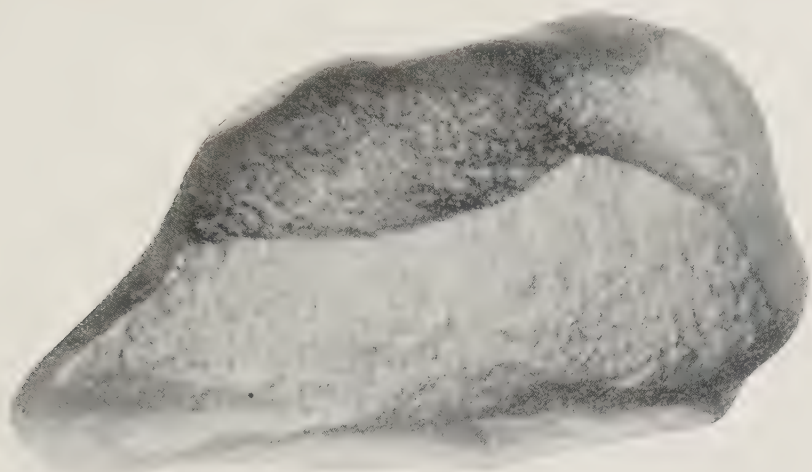


Fig. 2. — Gunnarsholt. Placage éolien de sable volcanique, noir, contre le front d'une coulée de laves récentes.

Gunnarsholt. Black volcanic sand accumulated by the wind against the front of a recent lava-stream.



1.

Fig. 1. — Skógasandur. Galet de basalte compact façonné par le vent. Arêtes nettes, à tracé sinueux. Faces planes dans l'ensemble, un peu vermiculées dans le détail. Grandeur naturelle.

Skógasandur. Wind-worn pebble of compact basalt. Distinct edges with sinuous outline. Each face is almost flat, but when closely observed it appears slightly vermicular. Natural size.



2.

Fig. 2. — Gunnarsholt. Galet de basalte compact façonné par le vent. Arêtes nettes. Faces planes. Grandeur naturelle.

Gunnarsholt. Wind-worn pebble of compact basalt. Distinct edges. Flat faces. Natural size.



3.

Fig. 3. — Ouest du Burfell. Eclat de basalte compact. Face droite: cassure encore fraîche. Face gauche déjà usée par le vent, un peu plus lisse. Grandeur naturelle.

West of Burtell. Compact basalt splinter. Right face: rough, fresh broken. Left face already wind-worn, a little smoother. Natural size.

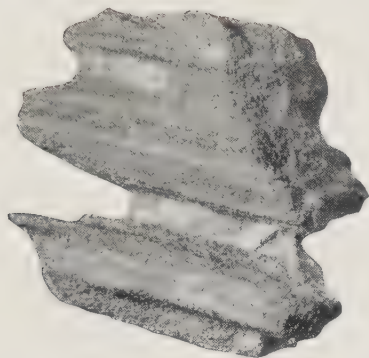


Fig. 1. — Gunnarsholt. Fragment de "palagonite", (tuf stratifié) buriné par le vent. Strates tendres fortement creusées. $\times 1/2$.

Gunnarsholt. Wind-worn "palagonite", (stratified tuff). Fragment. Softer stratas are strongly followed. $\times 1/2$.

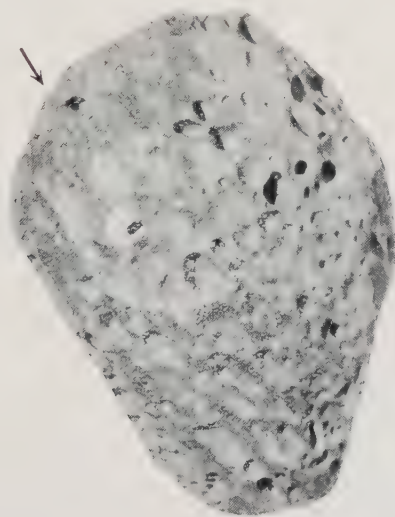


Fig. 2. --- Gunnarsholt. Fragment de lave basaltique un peu vacuolaire et hétérogène, façonné par le vent. Cupules en forme de spatules, creusées par le vent, qui leur a imprimé : 1) une direction d'allongement et 2) un sens : bout plus étroit et surtout plus profond à l'amont du vent. Vent suivant la flèche. $\times 1/2$.

Gunnarsholt. Wind-worn fragment of basaltic, a little vesicular and heterogeneous lava. spatula-shaped cupules, worn by the wind; their great lengths are all parallel; their narrower and deeper end is windward. Wind marked by arrow. $\times 1/2$.

A. CAILLEUX — *Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.*



Fig. 1. — Gunnarsholt. Galet de lave basaltique vacuolaire. En haut face supérieure exposée au vent, luisante, à vacuoles évasées par l'usure éolienne; petites arêtes bien visibles. En bas, face inférieure, à l'abri, mate, à vacuoles non évasées ni usées. Grandeur naturelle.

Gunnarsholt. Vesicular basaltic lava pebble. Above, upper face, exposed to the wind, shiny, with vacuoles eroded by wind-wearing; well apparent small edges. Below, lower face, sheltered, dull, with vacuoles neither widened nor eroded. Natural size.

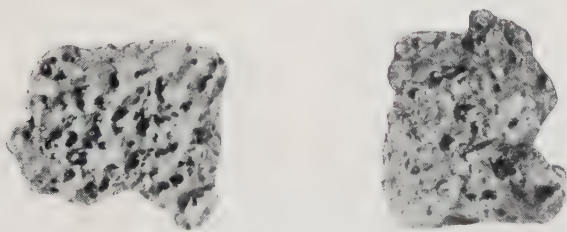


Fig. 2. — Gunnarsholt. Comme la Fig. 1, sauf qu'ici les 2 faces ont été également façonnées par le vent. Ce galet est assez petit pour avoir été fréquemment retourné. Grandeur naturelle.

Gunnarsholt. As Fig. 1, except that here the faces have been equally worn. This pebble small enough to have been often turned upside down by the wind. Natural size.

Italite tipica fra i prodotti dell' eruzione del Vesuvio nel 79 d. C.

(Con 1 tavola)

Avendo rinvenuto negli Scavi di Ercolano, fra i materiali eruttati dal Vesuvio nel 79 d. C., un proietto singolare, sia per struttura che per composizione mineralogica, mi affretto qui a pubblicare i risultati dello studio di esso, prima che lo studio completo dei materiali dell' eruzione in parola vegga la luce in una memoria a parte.

Si tratta di un frammento misurante, all' incirca, 25 cm³, ricco di vacuole, a massa fondamentale di colore grigio verdastro scuro ed includente abbondanti frammenti di calcare microcristallino. Alcuni di questi frammenti conservano la loro forma angolosa originaria e sono così avviluppati dal magma, da riuscirne praticamente inseparabili; altri, in parte riassorbiti, si attaccano alle pareti della cavità soltanto con una limitatissima superficie; altri hanno lasciato di sè soltanto dei piccolissimi romboedri di calcite, che tappezzano completamente la cavità includente.

Osservata, anche a forte ingrandimento, questa roccia non lascia scorgere altro che dei cristalli di leucite, misuranti qualche mezzo millimetro, inglobati da una massa apparentemente afanitica.

In sezione sottile i cristalli di leucite si presentano in due distinti tempi di consolidazione e formano circa il 40 % del volume ¹⁾ totale della roccia. Tuttavia essi non manifestano indizi di geminazione e sono, per la maggior parte, discretamente limpidi. Fra di essi alcuni includono

¹⁾ Calcolato, sia col metodo di Rosiwal su varie sezioni sottili tagliate in direzioni diverse, sia rilevando con carta millimetrata trasparente le aree occupate dai singoli minerali in varie microfotografie.

degli esili aghi di apatite, o dei granuletti di magnetite, o degli straccetti di sostanza vetrosa, disposti con una certa simmetria raggiata.

La massa fondamentale è formata da un vetro verdolino, cosparso di una abbondante e minutissima granulazione di magnetite e tinto, qua e là da un prodotto di alterazione limonitico. L'indice di rifrazione di questo vetro, riferito a quello di liquidi ad indice noto, è $n = 1,519$.

Molto raramente si scorge, in qualche sezione, anche qualche laminetta di biotite, quasi completamente trasformata in magnetite.

Una composizione mineralogica siffatta non può non richiamare alla mente quella di una tipica italite, nel senso conferito a questo termine da H. S. WASHINGTON.

Ma, a parte le differenze di struttura e di composizione mineralogica esistenti fra la roccia descritta dal suddetto autore come tipica italite e quella che io sto per passare in esame, esistono — come è noto — delle buone ragioni che, oltre a far rientrare la roccia di WASHINGTON nella categoria dei prodotti di differenziazione magmatica, ne rendono, per la sua particolare giacitura, insostenibile la sua posizione sistematica come tipo di roccia a sè.

Allo stesso fenomeno di differenziazione magmatica sembrano devolute le rocce affini all'italite di WASHINGTON, rinvenute da SCACCHI, LACROIX, ZAMBONINI, JOHNSTON-LAVIS, RITTMANN nel distretto vulcanico del Somma-Vesuvio e da LACROIX e SABATINI nei tufi e peperini del Vulcano Laziale, nonchè da PIEPOLI nei tufi leucititici del Vulcano Laziale e in una colata di leucotefrite al M. Fogliano (Cimini).

Di questi noduli leucitici, qualcuno (la cosiddetta italite del M. Fogliano) ha permesso di segnalare alcune strutture di microimplicazione, nuove per le rocce leucitiche; altri, in epoca più recente, hanno fornito a RITTMANN degli argomenti in favore della differenziazione ed evoluzione del magma somma-vesuviano e, successivamente, gli hanno consentito di delineare per essi una sistematica piuttosto circostanziata.

Caduta, quindi, l'importanza di questa roccia come roccia autoctona, secondo il concetto di WASHINGTON, e ciò per merito di PANICHI, se ne è voluto tuttavia conservare il nome, per conferirlo ai noduli consimili rinvenuti più tardi, in omaggio alla loro grande diffusione ed al loro « importantissimo posto nella evoluzione e differenziazione dei magmi mediterranei ».

Orbene, a parte la considerazione se, dopo tale adozione, siano da ritenersi più fortunati i noduli erratici inclusi nei tufi, o se lo siano, invece, i noduli di segregazione magmatica inclusi nelle lave, mi pare che non ci siano sufficienti ragioni per accomunare sotto lo stesso termine, delle forme, sia pure petrograficamente affini, ma aventi forti caratteri di divergenza, sia per la genesi, sia per la giacitura, sia per la struttura, sia per la composizione mineralogica reale.

È vero — d'altra parte — che RITTMANN ci ha presentato nel suddetto saggio sistematico le particolari caratteristiche petrografiche e chimiche di alcuni di questi campioni, ma sono appunto le differenze, talvolta notevoli, e la pluralità di facies, presentate da questi campioni, le quali legate, per giunta, ad un imperante presupposto teorico di evoluzione ad oltranza, non ci permettono di afferrare il tipo di roccia, della quale le variazioni presentate si fanno sostenitrici.

Come è noto, il RITTMANN, per ciò che si riferisce alla genesi, classifica le rocce italitiche del Somma-Vesuvio in:

1) *rocce italitiche liquidmagmatiche*, dovute alla differenziazione gravitativa del magma;

2) *rocce italitiche endomorfe*, formate al contatto coi calcari del tetto del bacino magmatico;

3) *rocce italitiche autopneumatolitiche* con minerali ricchi di sodio, quali davyna, sodalite, mizzonite, etc.;

4) *rocce italitiche polimetamorfiche*, che partecipano contemporaneamente dei caratteri della endomorfosi e dell'autopneumatolisi.

Ora, senza voler discutere in una fugacissima Nota, quale è la presente, sul valore assegnato ai vari agenti che

opererebbero in tale differenziazione su di un bacino magmatico in condizioni del tutto ideali e, pertanto, in condizioni di giacitura difficilmente attuabili in natura, non mi pare ozioso di far notare che cosiffatti processi, tutt'al più, ci rendono conto 1) del modo di formazione dei noduli ricchi in leucite, che, appunto per la loro portata irrisoria, per la struttura e per l'accidentalità dei fenomeni da cui traggono origine, sono lungi dal presentarci una roccia a caratteri ben circoscritti, quali devono essere quelli di una tipica itelite.

Ad una tipica itelite mi pare, dopo le considerazioni su esposte, che debba riferirsi, invece, la roccia decisamente lavica che ho descritto nelle pagine precedenti. Questa roccia, lungi dall'essere un intercluso, per il suo stato di aggregazione deve essere assolutamente considerata come una roccia includente. Ne fanno fede gli abbondanti frammenti calcarei da essa inglobati, i quali, pur essendo stati portati alla temperatura necessaria alla loro ricristallizzazione, non hanno esercitato degli effetti apprezzabili sulla natura della roccia stessa.

D'altra parte, l'assenza, in essa, di minerali caratteristici dell'endometamorfismo e dell'autopneumatolisi, non ci consente di riavvicinarla nè alle rocce italitiche endomorfe, nè a quelle autopneumatolitiche e, tanto meno, a quelle polimetamorfe descritte da RITTMANN. Per contro, l'alta percentuale di magnetite (7 % del volume totale della roccia), non ci permette di formulare per essa delle analogie colle rocce italitiche, attribuite dallo stesso RITTMANN alla differenziazione gravitativa del magma

Non possiamo, dunque, attenendoci ai concetti di RITTMANN, ritenere che essa, date le sue particolarità strutturali e mineralogiche, appartenga ad un magma attivo in via di differenziazione e di evoluzione.

Ma dobbiamo, con molta verosimiglianza, ammettere che essa faccia parte di un magma già consolidato a pic-

1) per ciò che ci interessa in questa Nota.

cola profondità e da questo sia stato divolto durante il parossisma eruttivo.

Pertanto, ritenendo inopportuno coniare un termine nuovo ¹⁾ che definisca la roccia presentata, e non volendo, d'altra parte, riacuire il dissenso provocato dalla proposta di abolire il termine coniato da WASHINGTON, mi limito quì a considerarla come una *tipica italite*, intendendo con esso termine, di segnalare una roccia decisamente lavica, il cui componente essenziale sia la leucite e che contenga, soltanto in via affatto subordinata, dei granuli di magnetite e qualche laminetta di biotite.

Quanto ai noduli leucitici, fin quì descritti, io ritengo che sia opportuno contraddistinguerli — ove se ne senta il bisogno — con un termine che sia più consono alle loro caratteristiche petrografiche e chimiche, del tutto particolari, tale, però, che non crei confusione colla roccia lavica quale riteniamo che debba essere l'italite.

Napoli, Istituto di Geologia, giugno 1939 - XVII.

BIBLIOGRAFIA

- CROSS W. — citato da WASHINGTON. (Am. Journ. Sc. (3), vol. 4, pag. 137, 1897).
- LACROIX A. — *Les enclaves des Roches Volcaniques*. Macon, 1893.
- PANICHI U. — *Su la « Italite » e la « Vesbite » di H. S. Washington*. Rend. R. Acc. Lincei, S. 5. Classe sc. fis., mat. e nat., vol. XXX, 2^o sem., Roma, 1921.
- — *Ricerche petrografiche su la Regione Aurunca (Vulcano di Roccamonfina)*. Mem. Soc. Ital. delle Scienze detta dei XL, s. 3, XXII, Roma, 1922.
- PIEPOLI P. — *Su alcuni noduli di italite dei Vulcani Laziali e Cimini*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLIX, Roma 1930.

¹⁾ Avendo riguardo alla proposta fatta da Withman Cross nel 1897, la roccia che presento potrebbe essere contrassegnata col termine *leucitite*. Ma sono note a questo proposito, le considerazioni che indussero WASHINGTON a coniare il termine nuovo di *italite* per la roccia da lui studiata.

- RITTMANN A. — *Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas*. Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. XV, H. 1-2, Berlin, 1933.
- RITTMANN A. — *Sulle rocce italitiche del Somma-Vesuvio*. Bull. Volcanol., VII année, N. 23 à 26, 1930, Napoli, 1934.
- SABATINI V. — *I Vulcani dell' Italia Centrale e i loro prodotti: Vulcano Laziale*. Mem. descr. della Carta Geol. d' Italia, vol. X, Roma, 1900.
- SCACCHI A. — *Della lava Vesuviana dell' anno 1631*. Mem. Soc. Ital. delle Scienze, s. 3, t. IV, n.º 8, 1882.
- STELLA A. — *Contributo alla conoscenza dei giacimenti italiani di leucite*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLIX, Roma 1930.
- WASHINGTON H. S. — *Sull' italite: un nuovo tipo di roccia leucitica*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5, Classe sc. fis., mat. e nat., vol. XXIX, 1º sem., Roma, 1920.
- ZAMBONINI F. — *Mineralogia Vesuviana*. Atti R. Acc. Sc. fis. e mat., s. 2, vol. XIV, Napoli, 1910.
-

G. MIRIGLIANO — *Italite tipica fra i prodotti della eruzione
del Vesuvio nel 79 d. C.*

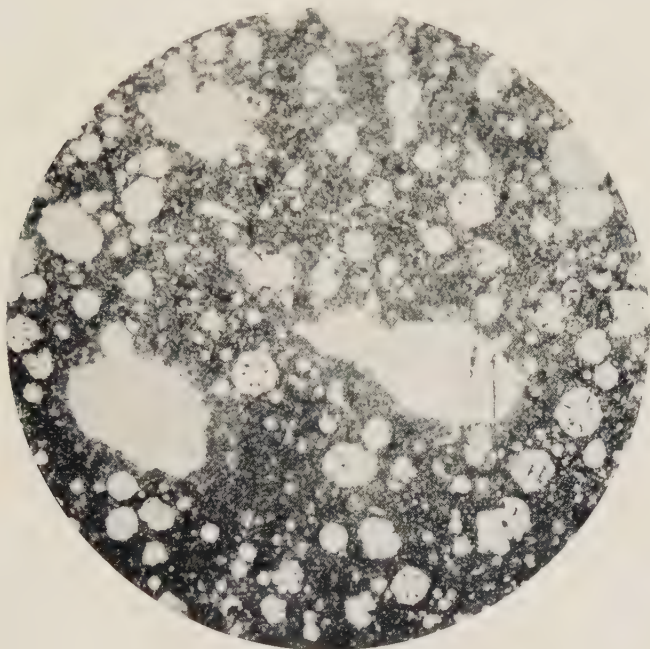


Fig. 1. — Italite ($\times 35$). Nicols.

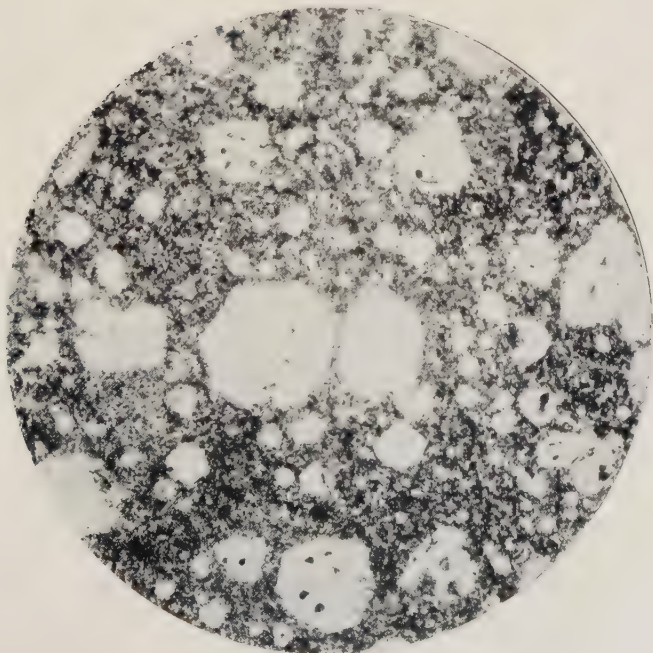


Fig. 2. — Un dettaglio della stessa ($\times 75$). Nicols.

E. AUBERT DE LA RÛE

Le volcanisme en Côte Française des Somalis

(Avec 11 fig. et 12 planches)

Le volcanisme a joué un rôle considérable dans cette partie de l'Afrique orientale, voisine du Golfe d'Aden, où s'étend la Côte Française des Somalis et dont le substratum, sauf une étroite zone dans sa partie méridionale, est tout entier constitué par des roches ignées. S'il n'existe plus de nos jours de volcan en activité en territoire français, du moins observe-t-on encore en divers endroits des phénomènes fumerolliens et hydrothermaux qui sont les manifestations ultimes de ce volcanisme.

Une mission géologique, qui m'avait été confiée par le Gouvernement de la Somalie française, m'a permis d'entreprendre récemment, de novembre 1937 à mai 1938, de longues randonnées à travers la colonie, au total plus de 1.500 kilomètres d'itinéraires. Je me suis efforcé d'explorer plus particulièrement les régions, encore assez vastes, qui n'avaient été l'objet, jusqu'à présent, d'aucune investigation géologique.

Au cours de ces reconnaissances, j'ai pu faire d'intéressantes constatations concernant le volcanisme ancien et la répartition des différentes séries de laves qui se partagent la plus grande partie de la surface du pays. Ce sont ces observations et celles relatives aux phénomènes fumerolliens et hydrothermaux actuels, que je me propose d'exposer sommairement dans cette note.

Durant cette exploration, j'ai toujours trouvé l'accueil le plus cordial auprès des officiers qui commandaient les postes militaires disséminés dans l'intérieur de la colonie. Je suis heureux de leur exprimer ici toute ma reconnaissance et particulièrement à MM. les Capitaines PÉRI, CÉDÉ et TAUPIN ainsi qu'à MM. les Lieutenants MENNEBOODE et

PICARD qui m'accompagnèrent au cours de certaines tournées.

A mon retour en France, M. A. LACROIX a bien voulu examiner mes échantillons lithologiques et me prodiguer de précieux conseils pour leur étude. Qu'il me permette de lui témoigner mes sentiments de vive gratitude.

Mm. E. JÉRÉMINE, du Laboratoire de Minéralogie du Muséum National d'Histoire Naturelle, a eu l'obligeance de m'aider à déterminer les roches rapportées de Somalie et il m'est agréable de la remercier pour le concours qu'elle a bien voulu m'apporter.

Je dois également remercier M. A. MICHEL-LÉVY, Professeur à la Sorbonne, Président de l'Association Internationale de Volcanologie, d'avoir bien voulu accueillir cette note dans le Bulletin Volcanologique.

Aperçu géographique sommaire


Resserrée entre l'Afrique Orientale Italienne et le Somaliland britannique, la Côte Française des Somalis occupe le long du Bab-el-Mandeb et du Golfe d'Aden une étendue de 23.000 kilomètres carrés environ. Sa plus grande dimension, du Ras Doumeïra à l'extrémité méridionale du lac Abbé, est de 250 kilomètres. Une profonde indentation du Golfe d'Aden, le Golfe de Tadjourah, long d'une centaine de kilomètres et limité par des côtes très escarpées, pénètre jusqu'au coeur de la Somalie française (Fig. 1).

La colonie est à cheval sur l'Afar et le pays issa, régions effondrées comprises entre le fossé de la mer Rouge et les hauts plateaux abyssins. Les altitudes que l'on y rencontre sont modestes en comparaison de celles des pays limitrophes mais elles ne sont cependant pas négligeables car les dénivellations atteignent près de 2.000 mètres. La Côte des Somalis présente, dans l'ensemble, une configuration très tourmentée. Sauf une étroite plaine côtière le long du Bab-el-Mandeb et du golfe d'Aden, elle est constituée par une succession de plateaux, compris entre 200 et 1.200 mètres, dominés par des reliefs plus élevés, les uns

CÔTE FRANCAISE DES SOMALIS

 Principaux Massifs montagneux

 Bassin fermé

 Lac salé permanent

 Cône volcanique

 Fumerolles

 Source thermale

0 5 15 30 Kil.



Fig. 1.

sensiblement tabulaires, les autres au contraire extrêmement déchiquetés. Les principaux massifs montagneux sont les monts Ado-Aleh (500 m.), voisins de l'Erythrée, les Mabla (1.300 m.) et le Gouda (1.750 m.) dominant la rive nord du golfe de Tadjourah et le Dollad (1.150 m.) au sud. Au centre de la colonie se dresse le mont Garbi (1.650 m.) et un peu plus à l'ouest le Yaguéri (1.300 m.), le Baba-Alou (1.050 m.) et les monts Gamareh (1.200 m.). Enfin la partie méridionale de la colonie est occupée par la chaîne des monts Arreh (1.270 m.) et Daréin (1.050 m.) et par les monts Boura (1.000 m.), un peu à l'écart.

Les plateaux de la Somalie française ont été morcelés par un très grand nombre de failles. Celles-ci sont généralement WNW-ESE dans la partie méridionale du territoire. Elles deviennent franchement NW-SE à mesure que l'on avance vers le nord, où elles finissent par avoir une direction NNW-SSE. On observe, en outre, dans le sud de la colonie principalement, un système de cassures orientées NE-SW. Très souvent ces différentes failles affectent une disposition en escalier.

Ces fractures ont eu pour résultat l'effondrement de certains compartiments qui se présentent aujourd'hui sous la forme de fossés allongés, correspondant généralement à des bassins fermés. Les zones déprimées les plus caractéristiques, dont certaines sont situées bien au dessous du niveau de la mer sont celles d'Assal (-160 m.), d'Halol (-60 m.) de Gagadeh (100 m.), du Hanleh (125 m.), du Gobad (250 m.) du Grand Bara (550 m.) et du Bara-Yer (600 m.). Toutes ces plaines ont été occupées jadis par des lacs, actuellement colmatés ou en voie d'assèchement, comme les lacs Assal et Abbé dont les eaux sont sursalées. Certaines zones déprimées sont des *sebkras*, pouvant être temporairement inondées après les grosses pluies, comme le sont notamment la cuvette de Goum ou Grand Dobi, celle d'Halol, qui se subdivise en trois parties ou encore l'extrémité nord du Hanleh du côté d'Ourguéni.

Il existe, en Somalie française, des oueds extrêmement nombreux qui aboutissent les uns directement à la mer,

les autres dans les bassins fermés de l'intérieur. Ce sont tous des cours d'eau temporaire, normalement à sec et qui coulent simplement pendant un temps très court, à la suite des fortes pluies. Ces oueds empruntent assez souvent des vallées d'origine tectonique correspondant à une faille. Un grand nombre d'entre elles, très encaissées, avec des versants escarpés, sont de véritables cañyons où l'on peut avoir de très bonnes coupes naturelles des terrains.

Historique

Un petit nombre de géologues ont seulement étudié jusqu'à maintenant la Somalie française dont, au moment d'entreprendre mes recherches, en 1937, une assez vaste étendue, principalement l'Ouest et le Nord-Est, c'est-à-dire la région du Hanleh et celle voisine du Babel-Mandeb, n'avait encore été l'objet d'aucune étude.

Laissant volontairement de côté les travaux d'ordre purement stratigraphique ou paléontologique, je me bornerai, au cours de cet exposé historique, à citer les auteurs dont les observations concernent plus spécialement la pétrographie de la Côte Française des Somalis et les phénomènes volcaniques, anciens ou récents, dont elle a été le siège.

Les plus anciens renseignements que nous possédions sont ceux de C. ROCHET D'HÉRICOURT (II), qui signalait déjà en 1846, l'extension des laves, notamment celle des basaltes, des trachytes et des obsidiennes dans la zone comprise entre Tadjourah et le lac Assal.

AUBRY, en 1886 (4), apporte des précisions sur cette même région et montre le développement des basaltes et des rhyolites le long de la rive nord du golfe de Tadjourah et l'âge très récent de certains basaltes de la cuvette d'Assal, qui recouvrent des dépôts lacustres.

CHAPER, en 1888 (5) démontre qu'il n'existe pas de charbon dans le territoire d'Obock, comme on l'admettait alors et établit que ce sont simplement des obsidiennes, à

l'aspect très trompeur, qui furent prises à diverses reprises pour de la houille.

M. A. LACROIX signale en 1899 (8) la présence de rhyolites à ægyrine et riébeckite dans la partie méridionale de la Côte des Somalis.

En 1906, M. H. ARSANDAUX, dans son mémoire sur les roches alcalines de l'Est-Africain (1), donne le résultat de ses recherches autour du golfe de Tadjourah et dans la région comprise entre Djibouti et Daouenleh, là où passe le Chemin de fer franco-éthiopien. Il y distingue trois venues éruptives différentes : des rhyolites, des labradorites porphyriques, celles-ci en relation, pense-t-il, avec les nombreux petits cônes se dressant au sud-ouest de Djibouti et enfin des basaltes doléritiques, en grandes nappes provenant d'un volcan situé près de Ras Eiro, dans le massif d'Arta.

M. DÉGOUTIN, à propos de la description qu'il donne des dépôts de sel du lac Assal, en 1922 (6), mentionne l'existence de quelques sources thermales le long de la rive méridionale du lac et signale plusieurs petits volcans bien conservés dans la région.

Dans l'important mémoire qu'ils ont publié en 1930, MM. P. TEILHARD DE CHARDIN, P. LAMARE, A. LACROIX et M. DREYFUSS apportent d'intéressantes précisions sur la géologie du golfe de Tadjourah et de la partie méridionale de la colonie (13). M. P. TEILHARD DE CHARDIN considère les monts Mabla et Goudah, non comme un horst, mais comme un vaste appareil rhyolitique démantelé où il signale en un point, sous les rhyolites, la présence des basaltes anciens. P. LAMARE, au contraire est plutôt enclin à voir dans cette chaîne un centre éruptif ancien resté surélevé dans le secteur effondré de l'Afar.

Le travail le plus important, consacré jusqu'à présent à la Côte Française des Somalis et qui nous donne une première vue d'ensemble de la structure de ce pays, est la thèse de M. DREYFUSS, parue en 1931 (7). Cet auteur a tiré parti de toutes les observations antérieures et ses nombreux itinéraires lui ont permis d'apporter des con-

statations nouvelles sur les phénomènes volcaniques qui se sont succédé dans cette partie de l'Afrique. Il les subdivise en trois séries principales qui s'échelonnent du Crétacé inférieur au Quaternaire. Peut-être accorde-t-il un peu trop d'importance, à mon avis, au rôle joué par les petits cônes volcaniques qui se dressent en certaines parties du territoire, notamment en pays issa, dans la formation des immenses champs de basalte qui s'étendent de ce côté, de même qu'au Moussa-Ali, grand volcan situé en Ethiopie, proche de la frontière nord de la Somalie, dans lequel il voit le centre d'émission de toutes les immenses coulées de basalte récent qui s'étalent entre la frontière et le golfe de Tadjourah.

L'ouvrage allant avec la carte géologique de l'Erythrée, de la Somalie et de l'Ethiopie, publiée en 1933 par M. G. STEFANINI (12), accompagné d'une bibliographie très complète, est une excellente mise au point de la géologie des régions entourant la Somalie Française et l'on y trouve de nombreuses indications concernant le volcanisme dans les parages de la mer Rouge.

Il n'est pas rare que l'on enregistre des secousses séismiques en Somalie Française et M. L. LAPEYRE a donné récemment une courte note à leur sujet (10).

W. THESSIGER, dans le récit de son exploration dans la vallée de l'Aouache et le sultanat du Aoussa, publié en 1935, est le premier à signaler l'importance de l'action des phénomènes hydrothermaux sur les rives du lac Abbé (14).

Esquisse géologique

Les recherches que j'ai entreprises en vue de trouver s'il existait en un point quelconque de la Somalie française un affleurement du socle cristallin, encore jamais signalé d'une façon certaine jusqu'à présent, ne m'ont donné aucun résultat positif. Ces investigations m'ont du moins permis de rencontrer en assez grande quantité dans la plaine du Gobad et aussi sur les anciennes terrasses de l'oued Cheikhetti, un peu à l'ouest de Dikkil, parmi des

cailloutis d'origine fluviatile, des galets roulés et des graviers correspondant à des roches cristallines anciennes et parfois aussi à des roches cristallophylliennes. Ce sont notamment des galets de pegmatite et plus rarement de diorite, de gabbro et de talcschiste, accompagnant de très nombreux graviers quartzeux et feldspathiques. Ces roches sont certainement étrangères à la colonie et ont été amenées d'Ethiopie par les oueds Dourdour et Dagadera qui prennent respectivement, plus en aval, le nom de Gobad et de Cheikhetti.

A l'heure actuelle, les terrains les plus anciens connus en Somalie française sont ceux des environs d'Ali-Sabieh, qui affleurent dans la zone montagneuse située immédiatement à l'est de la ligne du Chemin de fer franco-ethiopien, terrains qui ont été étudiés en détail et datés par M. DREYFUSS (7). Ils sont d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur. Cet auteur a reconnu à la base des calcaires à Ammonites (*Perisphinctes Beyrichi* Futterer, *P. Pottingeri* Sow., *P. abadiensis* Choffat) attribués à l'Astartien et surmontés par des calcaires à Polypiers et des calcaires à *Terebratula subsella* et *Pholadomya Protei* du Kimmeridgien. Sur ceux-ci reposent, sans lacune ni discordance, des grès siliceux, passant souvent à des poudingues quartzeux que M. DREYFUSS considère comme appartenant en partie au Portlandien et en partie à l'Infracrétacé. Ils sont l'équivalent des grès de Nubie. Ces couches calcaires et gréseuses sont plissées et faillées.

J'ai découvert, d'autre part, à une soixantaine de kilomètres au nord ouest d'Ali-Sabieh, à l'extrémité méridionale du Hanleh, formant une étroite colline allongée, un anticlinal gréseux très net, dont l'axe est dirigé N 30° E et dont les flancs offrent des pendages respectifs de 25° S 70° E et 40° N 60° W. Il s'agit de grès siliceux rougeâtres, contenant des débris roulés et très altérés de basalte et de laves plus acides. Ces grès apparaissent au milieu de dépôts lacustres quaternaires et horizontaux. Ils ont un faciès un peu différent des grès des montagnes d'Ali-Sabieh et il est probable qu'ils sont postérieurs.

Les dépôts d'origine sédimentaire que l'on rencontre ensuite en Somalie française, sont beaucoup plus récents, sauf peut-être certains niveaux de conglomérats fluviaux. Il s'agit de formations marines, lacustres et fluviales d'âge pliocène et quaternaire.

Le dépôts marins, représentés par des récifs coralliens soulevés, des calcaires détritiques et des calcaires tuffacés très fossilifères, forment la plaine littorale qui s'étend d'une façon à peu près continue le long du Bab-el-Mandeb et du golfe d'Aden, entre le Ras Doumeïra et la pointe de Moudo, entre Obock et Tadjourah, ainsi qu'entre Djibouti et Loyada à la frontière du Somaliland britannique. Ces dépôts quaternaires ont été portés à des altitudes oscillant entre 15 et 60 m. au dessus du niveau actuel de la mer. On en trouve également quelques placages dans le golfe de Tadjourah, en particulier à Tadjourah même.

Les dépôts lacustres ont une large extension dans les zones déprimées de l'intérieur. Ce sont des calcaires, des vases calcaires consolidées, contenant souvent en très grande quantité *Melania tuberculata*, ainsi que des coquilles d'Unio, de Corbicules, de Limnées et de Planorbes, accompagnés d'argiles et parfois de bancs de silex. Ces sédiments lacustres quaternaires, généralement considérés, sauf certains de la cuvette d'Assal, comme étant des dépôts d'eau douce, se sont au contraire formés dans des eaux saumâtres comme le prouve la présence fréquente du gypse et du sel.

Une dernière catégorie de dépôts, dont l'extension est particulièrement importante le long de la rive nord du golfe de Tadjourah, où on les observe depuis le littoral jusqu'à l'altitude de 200 m. environ, consiste en des conglomérats d'origine torrentielle, constitués surtout par des galets rhyolitiques résultant de la destruction du massif des Mablâ. On peut encore mentionner, à la suite de ces conglomérats, les alluvions anciennes des oueds, représentées par des cailloutis qui forment des placages sur les versants d'un grand nombre de vallées.

Je n'ai, jusqu'à présent, passé en revue, dans ce rapide exposé, que les différentes formations sédimentaires

qui affleurent en Côte Française des Somalis. La plus grande partie du pays est constituée par des formations volcaniques résultant d'éruptions qui se sont succédées depuis le Crétacé jusqu'à une époque tout-à-fait récente (Quaternaire). M. DREYFUSS, a subdivisé ces éruptions en trois séries principales. Je conserverai la classification qu'il a adoptée en ajoutant toutefois une quatrième division, englobant les épanchements volcaniques les plus récents.

A la base de ces formations volcaniques apparaissent des *basaltes anciens* qui, d'après M. DREYFUSS, reposerait sur les grès du Crétacé. J'ai eu l'impression cependant, mais je n'oserais affirmer ce fait de façon absolument catégorique pour l'instant, que les coulées de basaltes les plus inférieures étaient interstratifiées dans la série gréseuse.

Ces basaltes anciens sont surmontés par une *série rhyolitique*, qui offre une extension considérable. Cette série, outre des rhyolites de types variés, comprend des obsidiennes, des tufs et des brèches. Les types hyperalcalins (Comendites et pantellérites) ne sont pas rares dans cet ensemble.

Des *basaltes récents*, le plus souvent issus d'éruptions fissurales, ont recouvert à leur tour la série rhyolitique. Ils forment des empilements de coulées tabulaires extrêmement puissants et dominant dans toute la colonie.

Je groupe enfin dans une quatrième et dernière série, que je qualifierai de *sub-actuelle*, les éruptions qui se sont manifestées à une époque toute récente et qui ont édifié les petits cônes volcaniques que l'on trouve en assez grand nombre dans le fond du Ghoubet-el-Kharab et près du lac Assal.

Le Volcanisme ancien

Série basaltique ancienne

Les éruptions volcaniques ont débuté en Somalie française par des épanchements basaltiques postérieurs au dépôt des grès de l'Infracrétacé. Ces basaltes, sous forme de dykes et de coulées, ont été signalés par M. DREYFUSS

dans le massif montagneux d'Ali Sabieh. Ils ont été reconnus également en quelques points des Monts Mabila par cet auteur et par M. TEILHARD DE CHARDIN. J'ai pu me rendre compte qu'ils avaient, en réalité, une extension beaucoup plus considérable et je les ai retrouvés en bien d'autres parties de la colonie.

En ce qui concerne le début des éruptions basaltiques, il m'a semblé, au cours d'investigations rapides dans les montagnes d'Ali - Sabieh, que des coulées basiques très puissantes se trouvaient intercalées au milieu des grès. Cela m'a paru être notamment le cas un peu au sud de Daesleh, dans la vallée d'Obélé qui descend à travers les pentes septentrionales du mont Daréïn. Peut-être ne s'agit-il là que de puissants filons-couches, donc postérieurs au grès, comme M. DREYFUSS en a observés à la base de la série calcaire que surmontent ces grès. Il serait intéressant de pratiquer dans cette région des recherches plus détaillées que je n'ai eu le loisir d'en faire afin de s'assurer de la relation exacte entre ces basaltes et les grès encaissants.

Voici le principaux affleurements de basaltes anciens notés au cours de mes itinéraires :

a) en pays issa :

Ils forment tout le fond de la vallée de Guélileh, au SW d'Ali-Sabieh et on peut les voir s'enfoncer au nord sous les coulées rhyolitiques du plateau disséqué de Damer - Kada.

Les monts Boura, un peu au NW du point de jonction de Djalello, considérés comme entièrement rhyolitiques, sont en réalité basaltiques dans leur partie inférieure. Les basaltes, qui s'élèvent par endroits jusqu'à l'altitude de 750 m., sont surmontés par des tufs et coulées rhyolitiques constituant la crête de ce massif, haut d'un millier de mètres.

b) en pays dankali :

Les basaltes anciens apparaissent à la base du chaînon rhyolitique d'Hassa - Ali dans la partie méridionale des monts Dakka. Ils se présentent dans des conditions ana-

logues dans la plaine du Hanleh, à l'entrée du ravin d'Orgoïta, situé au pied des monts Yaguéri un peu au nord de la passe de Yoboki (Fig. 2).

Ces mêmes basaltes, signalés en quelques points des Mabla, ont en réalité une extension considérable dans ce massif dont ils forment tout le socle apparent. Ils est facile de les observer dans la plupart des vallées un peu profondes, toujours surmontés par des coulées ou des tufs

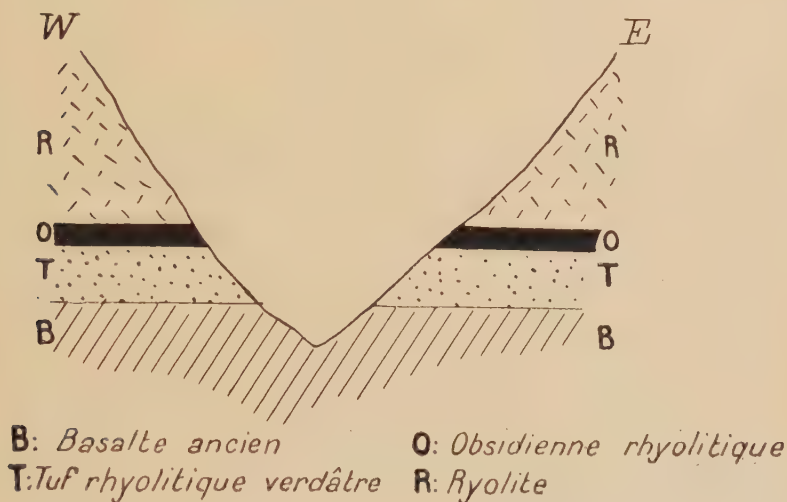


Fig. 2. — Coupe à travers la partie inférieure du ravin d'Orgoïta (Mont Iaguéri).

rhyolitiques. En certains points, ils s'élèvent jusqu'à plus de 1.000 m. d'altitude. C'est notamment le cas dans la haute vallée de l'oued Magaleh et au col d'Adhali - Daba, haut de 1.140 m. (Fig. 3) au nord de Tadjourah.

Ils sont très développés aussi dans certaines vallées des monts Gouda (oued Aiboli, oued Magaleh, etc.).

Les basaltes anciens sont visibles à la base de certains pitons, comme ceux de Dergoli, dans le massif rhyolitique très déchiqueté d'Ado-Alé à une vingtaine de kilomètres au SW de Doumeïra.

Les basaltes de la série ancienne sont souvent profondément altérés et se désagrègent généralement aux

affleurements en petits graviers d'un vert foncé. Il est très fréquent d'y trouver des concrétions siliceuses, des veines de calcite et des zéolites, en particulier du mésotype (région de Guélileh), de la stilbite et de la heulandite (Monts Mabla et Gouda).

Lorsque ces basaltes ne sont pas trop profondément décomposés, on voit qu'il présentent des aspects assez

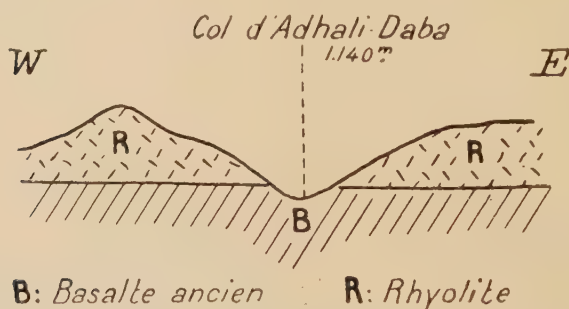


Fig. 3. — Coupe du Col d'Adhali-Daba entre les vallées des oueds Gafarou et Débénéh.

divers. Les uns sont vacuolaires, les autres compacts et souvent doléritiques. Certaines coulées sont riches en phénocristaux de feldspath.

Série rhyolitique

Les basaltes anciens ont été recouverts par de puissants épanchements rhyolitiques dont il est difficile de préciser l'âge car on ne trouve aucun niveau sédimentaire intercalé dans cette série. J'ai pu montrer que les premières éruptions rhyolitiques s'étaient produites, du moins en certaines régions, avant que les éruptions basaltiques aient cessé (3). C'est le cas notamment dans les monts Mabla où, sur le sentier de Letabolo à Baté-Ero, on peut voir une coulée rhyolitique puissante de 10 m., intercalée entre deux coulées de basalte. Dans la vallée d'Aiboli, là où passe la piste de Tadjourah à Obock, on remarque au contraire une coulée de basalte intercalée à la base de la

série rhyolitique (Fig. 4). Dans les montagnes d'Ali Sahieh, en particulier dans les calcaires jurassiques du flanc nord du mont Daréin, des filons de basalte et de rhyolite paraissent contemporains et occupent parfois la même cassure. J'ai noté dans ce massif un groupe de filons, d'une puissance totale de 50 m. où alternaient régulièrement des basaltes et des rhyolites (Fig. 5).



Fig. 4. — Profil suivant la rive droite de l'Oued Adolei (M.^{ts} Mabla), montrant une coulée basaltique (B) intercalée entre des rhyolites (R).

La série rhyolitique a un très grand développement et j'ai pu identifier de nombreux affleurements nouveaux. On l'observe, en fait, dans toute la colonie.

En plus des affleurements déjà connus, il y a lieu de citer ceux du plateau disséqué de Damer-Kada, dominant au nord la vallée de Guélileh. Dans les Dakka, la piste indigène allant du Korbili à Koutabouïa, traverse le chaînon rhyolitique d'Hassa-Ali et d'autres affleurements de même nature dans le ravin d'Ourbat-Daba.

Les rhyolites ont une large extension sur toute la périphérie de la plaine du Hanleh. Du côté oriental on le voit à la base du plateau basaltique des Dokoïno, au mont Baba-Alou dont elles constituent la plus grande partie, à la passe de Yoboki et au pied des monts

Yaguéri, en particulier du côté du ravin d'Orgoïta. Ce sont elles qui forment les collines de Kahöna et de Geboul-San, limitant l'entrée de la plaine d'Ounda-Dobi, simple digitation du Hanleh s'étendant au nord-ouest de celui-ci. Elles constituent également un grand nombre de petits buttes du côté de Garbes, notamment celle où est établi le poste. Du côté opposé de cette grande plaine, à l'ouest de Garbes, on voit d'importants affleurements rhyolitiques au pied des Gamareh.

W

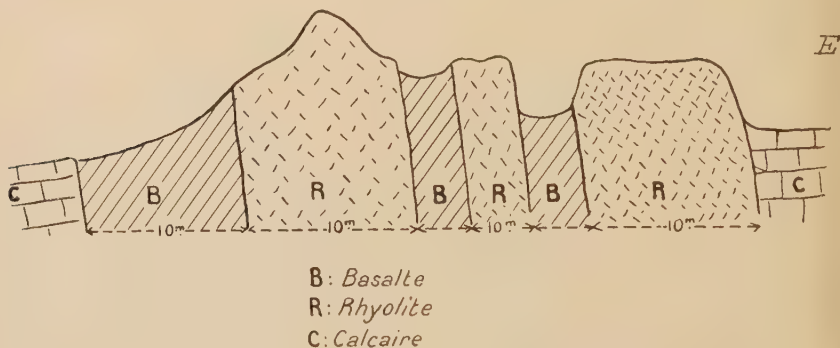


Fig. 5. — Groupe de filons éruptifs verticaux traversant les calcaires jurassiques sur le flanc nord du Mont Daréin, à l'altitude de 850m.

Ces mêmes roches se retrouvent le long de la côte orientale très escarpée du Ghoubet-el-Kharab et un peu plus à l'est, dans la zone montagneuse comprise entre cette grande baie et le massif d'Arta, en particulier au mont Koranke-Hada-E-Kori-Djabet (alt. 730 m.) au pied duquel apparaissent des andésites.

Les rhyolites, très développés dans la partie orientale du Gouda, se retrouvent également au nord (vallée de Mabdahou) et surtout dans l'ouest de ce grand massif (Haute vallée de l'oued Ororéï).

Elles occupent de vastes surfaces dans la zone montagneuse comprise entre le plateau d'Obock et la frontière de l'Erythrée. Un itinéraire allant d'Obock à Bissidrou, dans la vallée de l'oued Weima, m'a permis de les tra-

verser en beaucoup d'endroits. Ces roches forment, entre autres, les monts Goloua, qui succèdent à l'est, à partir de la vallée de Sadaï, aux Mabla et ceux de Guélao où prend naissance la vallée de l'oued Saouali (Pl. IV, Fig. 1). Un bras de ce grand oued, l'oued Amhassa, est tout entier situé dans le rhyolites, fréquemment surmontées par les basaltes tabulaires de la série récente. Plus au nord, on les retrouve dans la vallée de Laassa, dans les régions de Doudelé et de Dorassa, à peu près à la hauteur de Khor-Anghar. Le district montagneux traversé par les bras de l'oued Boussali, aboutissant à Moulheleh, possède également de très nombreux affleurements rhyolitiques.

Ces mêmes laves constituent la plus grande partie des monts Ado-Alé (Pl. III, fig. 1) de même que le chaînon de Guénilou, parallèle à la vallée de Weima et distant d'environ 5 km. de sa rive méridionale. Le long du littoral, les seuls affleurements rhyolitiques sont ceux du promontoire de Gabla et de l'île de Doumeïra qui lui fait face (Pl. I, fig. 2). La série rhyolitique comprend des laves de caractères assez divers et les types hyperalcalins y jouent un rôle important. Il existe des rhyolites franches et des rhyolitoides. Les rhyolites présentent des teintes très variables. Les tons rougeâtres, bruns, mauves et verts dominant. Beaucoup ont une texture fluidale. Leur pâte est alors compacte et généralement très vitreuse. D'autres sont vacuolaires et les cavités de la roche ont ordinairement une forme allongée.

Ces rhyolites se présentent le plus souvent en coulées épaisses, qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer les unes des autres, à moins qu'elles ne contiennent des intercalations de tufs ou d'obsidienne. Ces coulées, comme l'a indiqué M. DREYFUSS, sont fréquemment prismées (Pl. II, fig. 1 et 2). Des obsidiennes rhyolitiques, opaques ou légèrement translucides, dont la couleur varie du gris, au gris-vert et au noir et qui dans ce dernier cas ont souvent été prises à tort pour de la houille (5) sont assez communes dans cette série. En particulier, il n'est pas rare de voir celle-

ci débiter par une coulée d'obsidienne qui repose sur le basaltes anciens (vallées d'Aiboli, d'Assahara, etc...).

Les rhyolites, demeurées très fraîches par endroits, sont ailleurs fréquemment altérées et se confondent alors, à distance, avec les tufs, aux tons clairs, qui les accompagnent assez couramment.

Des types hyperalcalins (Pantellérite et comendite) ont été rencontrés du côté d'Hol - Hol et dans les monts Mabla. Ils ont été décrits par MM. A. LACROIX (8) et ARSANDAUX (1). J'ai constaté dans l'ensemble de la colonie qu'un peu partout où existaient des rhyolites, elles étaient en général intimément associées à des laves hyperalcalines dont les plus remarquables se rencontrent, en plus des gisements déjà connus, dans les monts Ado-Alé, en particulier au piton Dergoli (Pl. I, fig. 1), au mont Koranke-Hada-E-Kori-Djabet (en pay issa) où j'ai recueilli un microgranite à ægyrine et une comendite à ænigmatite et arvfedsonite, dans la vallée inférieure de l'oued Magaleh (Obsidienne de comendite), dans la vallée de Baté-Ero à l'extrémité orientale des monts Mabla (Comendite obsidiennique) etc.

Les laves de la série rhyolitique se présentent, on vient de le voir, le plus souvent en coulées et plus rarement en dykes traversant ces dernières ainsi que les terrains jurassiques et crétacés de la région d'Ali-Sabieh, où ils sont très fréquents. Ces coulées, très régulières et sensiblement horizontales, sauf là où elles ont été affectées par des plissements ou des cassures suivies de mouvements de bascule, comme on le remarque en divers endroits, sont très comparables aux coulées *stratoïdes* décrites par M. P. LAMARE au Yémen (13). Dans beaucoup de massifs montagneux les reliefs rhyolitiques ont acquis, du fait de l'érosion, des formes très accidentées, en particulier dans les monts Mabla, Goloua, Guélao et Ado-Alé où se dressent des pitons extrêmement escarpés. On pourrait être tenté de les prendre, à première vue, pour des aiguilles ou des culots rhyolitiques, mais il semble bien que ces formes si découpées, soient toujours le seul fait de l'érosion qui

s'est exercée avec suffisamment d'intensité pour disséquer à l'extrême des surfaces résultant d'empilements de coulées et qui devaient être sensiblement tabulaires à l'origine. L'action de l'érosion, il convient de le rappeler, a été grandement facilitée par le rôle des failles, suivies d'effondrements, qui ont provoqué le morcellement de ces anciens plateaux.

Cet état de chose rend très difficile l'identification des anciens centres éruptifs par où se sont épanchées toutes ces rhyolites et cela d'autant plus que des éruptions basaltiques plus récentes et d'une ampleur considérable les recouvrent sur de grandes étendues.

La présence, dans la plupart des massifs rhyolitiques cités (Monts Boura, Damer-Kada, Mabla, Ado-Alé, etc...), d'un puissant socle formé par des basaltes anciens, socle qui s'élève très haut dans bien des cas et le caractère *stratoïde* des coulées rhyolitiques constituant les crêtes, m'incitent à regarder ces différents massifs, non pas comme des vestiges d'anciens volcans, très disséqués, comme le sont les reliefs de la région d'Aden, mais plutôt comme les restes de plateaux rhyolitiques, édifiés par des volcans disparus car ces éruptions sont déjà anciennes. Ces plateaux, faillés et très érodés sont demeurés surélevés parmi des régions effondrées. Cette façon de voir concorde avec l'opinion de P. LAMARE (13) pour lequel le massif des Mabla apparaît comme un horst.

La puissance de la série rhyolitique, très variable, ne semble pas dépasser 500 m. au maximum.

Série basaltique récente

Un intervalle assez long a dû s'écouler entre la fin des éruptions rhyolitiques et la venue au jour des basaltes récents, marquant la période volcanique suivante. H. ARSANDAUX (1) a montré que dans le massif de l'Arta, dominant la rive sud du golfe de Tadjourah, la surface supérieure assez accidentée des rhyolites témoignait d'une érosion relativement marquée. J'ai pu faire la même obser-

vation en un grand nombre de points, là où la superposition des deux séries est visible. Ceci est particulièrement net dans la vallée de Magaleh (massif du Goudah), où l'on peut même apercevoir la succession des trois séries volcaniques mentionnées jusqu'à présent, fait assez rare (Fig. 6 et 7).

Les basaltes récents qui occupent la plus grande partie de la surface de la Somalie française paraissent liés, dans

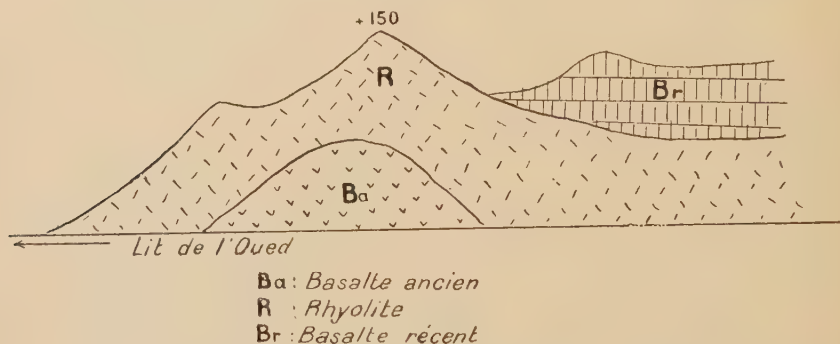


Fig. 6. — Profil le long de la rive droite de l'Oued Magaleh (Goudah) à 1 km. en aval de Datbagou, montrant la superposition des basaltes anciens, des rhyolites et des basaltes récents.

la plupart des cas, à des éruptions fissurales dont les coulées successives indiquent une très grande régularité. Les points de sortie de la lave sont difficiles à identifier autrement que par l'inclinaison divergente, généralement très faible, des coulées dans une même région. Il faut d'ailleurs être très prudent en faisant ces observations car il est facile de confondre la pente naturelle d'une nappe basaltique avec le pendage acquis dans certains cas par celle-ci, à la suite de mouvements de bascule, comme il a pu s'en produire postérieurement à sa consolidation. Dans bien des cas, les empilements de coulées de basalte, pouvant atteindre une puissance apparente de mille mètres et même davantage (Gouda, Gamareh, etc...) ont une allure à peu près parfaitement horizontale (Pl. VI, fig. 1 et 2; Pl. V, fig. 1 et 2).

Si, d'une façon générale, les émissions de lave ayant édifié les gigantesques empilements sensiblement tabulaires

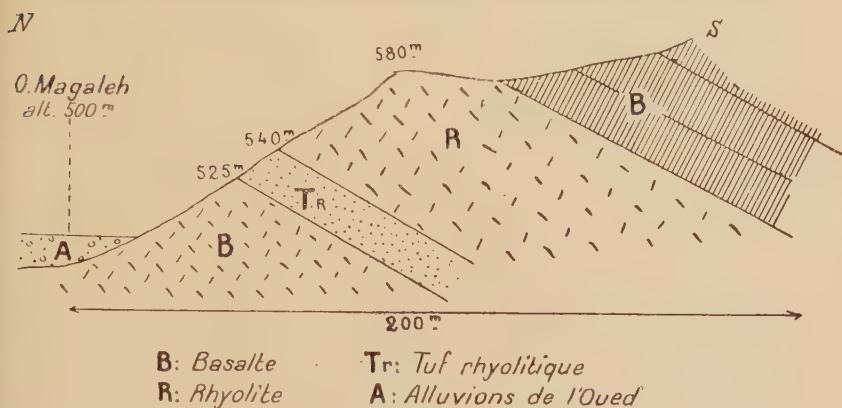


Fig. 7. — Coupe du versant sud de la vallée de l'oued Magaleh à Datbagou (Goudah).

que l'on observe dans toute la colonie, paraissent s'être effectuées d'une façon régulière et continuë, on remarque

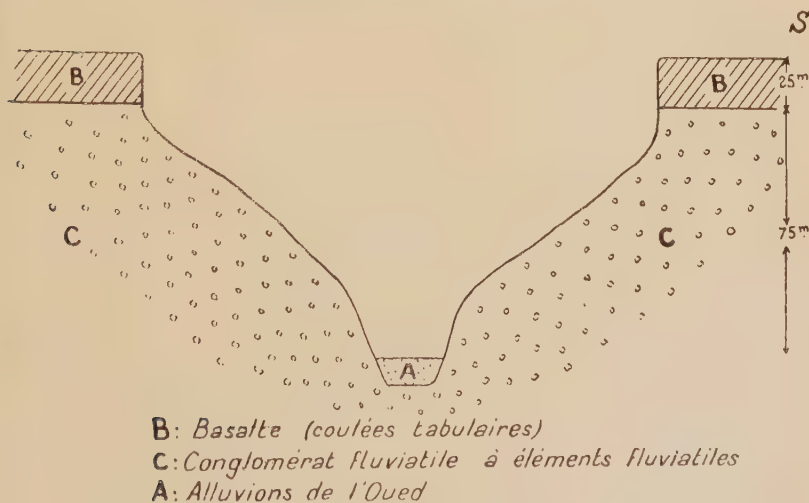


Fig. 8. — Coupe de la vallée moyenne de l'Oued Oreï.

cependant çà et là, entre deux coulées, des intercalations de conglomérats, souvent rubéfiés et accompagnés d'argile

rouge, dont la présence indique qu'un intervalle assez long s'est écoulé entre leur épanchement. Ces conglomérats, à éléments basaltiques, au milieu desquels je n'ai observé aucun fossile susceptible de nous renseigner sur l'âge exact de ces éruptions, ont une origine fluviatile. On peut en voir un banc d'un mètre sur le versant nord de la vallée de Gambouli, non loin du lac Abbé et d'autres, beaucoup plus puissants dans la vallée d'Ororeï, sur le versant oc-

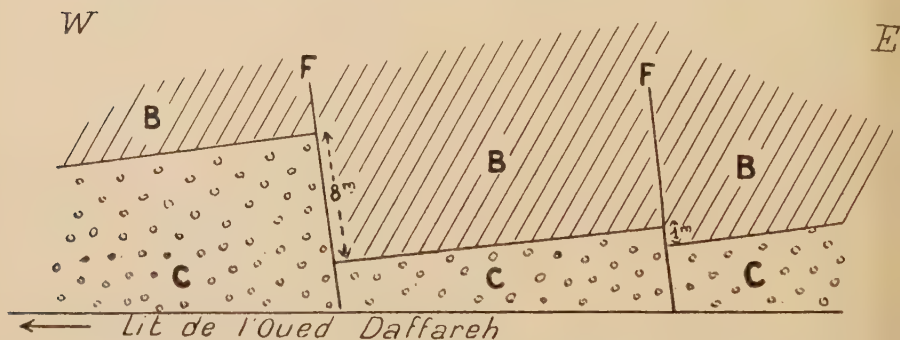


Fig. 9. — Failles (F), à faible rejet affectant les conglomérats torrentiels à éléments basaltiques (C) et les basaltes (B) qui les surmontent sur le versant Nord de la vallée de l'Oued Daffareh.

cidental du Goudah. Ces derniers conglomérats, fortement cimentés, très rubéfiés, à galets généralement basaltiques mais pouvant en contenir également de rhyolitiques, forment plusieurs niveaux dont la puissance totale apparente peut atteindre 75 m. Ils sont affectés par de nombreuses failles (Fig. 9) et montrent, de place en place, des coulées de basalte interstratifiées.

Les basaltes de la série récente ont, dans l'ensemble, un aspect assez uniforme. Ce sont des laves très foncées, un peu vacuolaires, à pâte assez fine, montrant généralement une texture doléritique. Elles contiennent presque toujours de l'olivine, mais jamais en très grande quantité. De temps en temps on rencontre des basaltes porphyriques, à grands phénocristaux de plagioclases. Certains basaltes ont par contre une pâte extrêmement microlitique.

Quelques coulées d'andésites, principalement dans le massif de l'Arta et dans les hauteurs plus à l'ouest, notamment dans les contreforts du mont Koranke-Hada-E-Kouri-Djabet, accompagnent les basaltes de la série récente.

D'une manière générale on peut dire que ces basaltes sont assez frais, mais on en voit pourtant de très décomposés, tout autant que ceux appartenant à la série ancienne. Il est alors assez difficile dans certains cas, là où les rhyolites permettant de faire la démarcation font défaut, de dire si l'on est en présence de basaltes appartenant à la phase ancienne ou à la récente. Les derniers, lorsqu'ils sont altérés, contiennent également des concrétions de calcédoine, des veines de calcite et des zéolites (2) notamment de l'analcime et de la stilbite.

La puissance des coulées varie ordinairement de 3 à 5 mètres. Il est très facile, même en l'absence de niveaux scoriacés ou d'intercalations de tufs, qui manquent dans cette série, d'identifier les coulées successives qui, sur les flancs des montagnes sont disposées en gradins étagés. Ces nappes de basalte offrent parfois un débit prismés (Pl. VII, fig. 1), mais le plus souvent assez peu net et je n'ai jamais eu l'occasion de rencontrer de belles orgues basaltiques. Il est plus fréquent d'observer un débit en boules écailleuses (Pl. VII, fig. 2) qui s'accumulent sur place et contribuent à donner aux versants des montagnes et aux plateaux basaltiques cet aspect chaotique qu'ils présentent un peu partout. Ces boules, sous l'influence des écarts de température entre le jour et la nuit, éclatent finalement et donnent des blocs anguleux. Ces phénomènes de désagrégation superficielle se produisent partout avec une grande intensité et on ne peut plus observer nulle part la surface originelle des coulées, mais simplement d'immenses champs de pierres (Pl. VIII, fig. 1).

C'est au cours de l'épanchement de ces basaltes récents et sans doute vers la fin de la période, qu'ont eu lieu la plupart des grandes cassures et les effondrements dont on observe tant d'exemples dans toute la colonie. Les grands plateaux, édifiés par ces basaltes, apparaissent en effet tous

comme hachés de failles. Tel est tout le sommet du massif du Gouda (Pl. V, fig. 1). Les fossés tectoniques, comme la plaine du Hanleh (Pl. V, fig. 2), représentent les compartiments affaissés de ces anciens plateaux. C'est à ce moment aussi que s'est ouvert le fossé actuellement occupé par le golfe de Tadjourah et il est vraisemblable qu'auparavant le massif de l'Arta (750 m.) et celui du Dollad (1.150 m.) bordant au sud le golfe et le massif du Gouda (1.750 m.) qui le domine au nord, les uns et les autres formés par des basaltes tabulaires, faisaient partie d'un même plateau. Ces trois massifs apparaissent aujourd'hui comme des horsts, bien que les reliefs situés au sud du golfe (le Dollad et l'Arta) se soient sensiblement affaissés par rapport au Gouda.

Indépendamment des grandes cassures ayant provoqué l'effondrement de nombreux compartiments, on remarque que la surface des parties demeurées surélevées a été, elle aussi, affectée par des failles, mais beaucoup plus modestes, ayant engendré un grand nombre de sillons. Les plateaux basaltiques s'étendant de la crête du Gouda à la vallée de Weïma, les monts Dakka et Gamareh, le flanc méridional du Dollad et bien d'autres reliefs tabulaires montrent tous de ces sillons légèrement déprimés (Pl. IX, fig. 2).

Les épanchements de basalte se sont poursuivis postérieurement aux effondrements et c'est de cette époque que datent, me semble-t-il, les grandes nappes, hérissées de petits cônes plus ou moins bien conservés s'étendant au sud-ouest de Djibouti et qui sont faiblement inclinées vers l'est. Il est probable que les petits volcans en question n'ont pas servi de points de sortie à ces vastes coulées, qui paraissent avoir une origine fissurale, mais qu'ils représentent simplement des centres volcaniques locaux édifiés le long de fracture à la surface de ces champs de basalte. De même, dans la région d'Ouéah, au sud-sud-ouest de l'Arta, on peut voir dans plusieurs vallées d'origine tectonique des basaltes tabulaires plus récents qui en remplissent le fond.

On a une preuve certaine que des basaltes ont bien continué à s'épancher après les effondrements, lorsque,

dans les zones déprimées, ils recouvrent des dépôts lacustres pliocènes ou quaternaires. AUBRY a signalé ce fait dans la cuvette d'Assal (4), entre le fond du Ghoubet-el-Kharab et le lac, où il a observé sous une épaisseur de 200 m. de laves labradoritiques, une couche de sédiments lacustres à Unio, Corbicules, Limnées, Planorbes et Mélanies, puissante de 3 mètres. Sous ces dépôts vient une épaisseur de cent mètres de scories labradoritiques surmontant des cinérites fossilifères. (En fait, ce qu'AUBRY a pris pour des cinérites sont simplement des vases calcaires consolidées).

J'ai eu également la preuve très nette, en d'autres endroits, que des coulées basaltiques recouvraient des sédiments lacustres.

A l'ouest de Dikkil, le long de la piste allant de Dikkil à Garbes, on peut voir en plusieurs endroits des basaltes surmonter les formations lacustres représentées par des argiles, qui ont été cuites par la lave à son contact, par des calcaires en plaquettes et des marnes contenant des bois silicifiés, en général des débris d'Angiospermes dicotylédones (Fig. 10). Plus au nord, du côté d'Alambolto dans la plaine d'Asbareh, des argiles cuites, rougies, sont également visibles sous les basaltes.

La présence de coulées postérieures aux dépôts lacustres est particulièrement nette dans la vallée de l'oued Kouri, tributaire de la plaine de Gagadeh et dans les ravins adjacents, notamment dans celui de Daloa Eali Bodeli où les basaltes, contenant des grains de sable quartzeux qui couvraient la surface sur laquelle ils se sont épanché, surmontent des argiles salifères et gypseuses et des calcaires (Fig. 11).

Une grande partie des basaltes de la série récente provient certainement, à mon avis, d'éruptions fissurales, en particulier les grandes coulées stratoïdes formant tous les plateaux, mais il est parfaitement possible que certains épanchements basaltiques aient été en rapport avec des appareils volcaniques bien individualisés. Ce doit être le cas pour les laves les plus jeunes de la série qui ont édifié à la surface de quelques grandes étendues basaltiques des

groupes de petits cônes plus ou moins nets, assez surbaissés en général. Les uns possèdent un cratère, parfois égueulé, les autres en sont dépourvus et se présentent simplement comme des bosses de forme vaguement conique ou arrondie.

Les nombreux volcans, visibles de Djibouti, dans la région qui s'étend immédiatement au sud-ouest du chef-lieu, ont été signalés par MM.H. ARSANDAUX (1) et M.

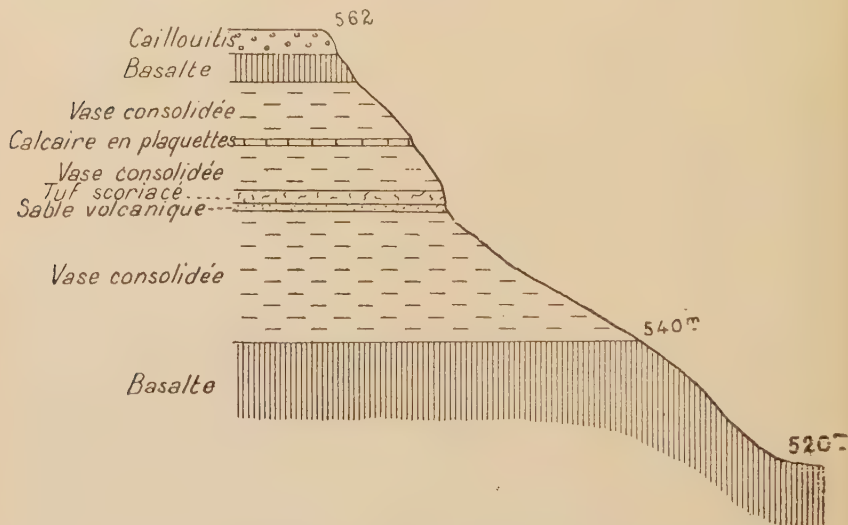
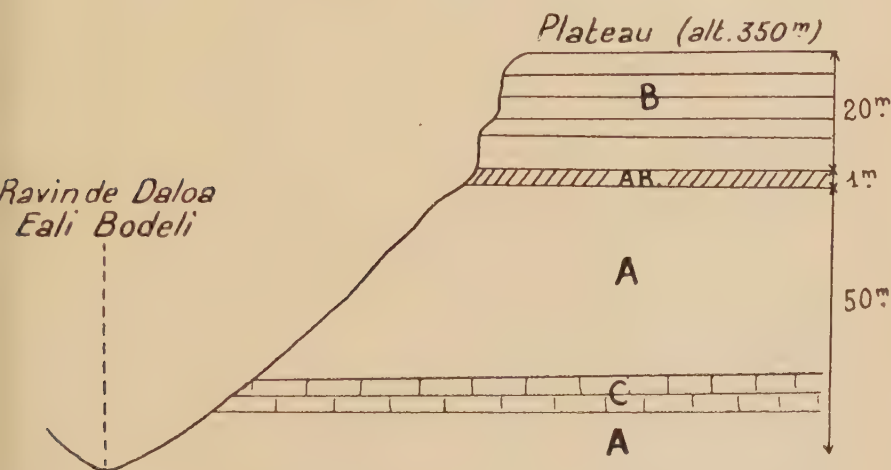


Fig. 10. — Coupe d'une colline au Nord de la route de la Dikkil à Garbes, montrant les dépôts lacustres quaternaires recouverts par des basaltes récents.

DREYFUSS (7). Au nombre d'une douzaine, ces volcans formés par des laves scoriacées sont d'un type mixte, strombolien-hawaïen. Ils sont répartis suivant des alignements assez nets. Il y en a d'autres, très semblables à l'extrémité sud-est de la colonie : ce sont les pitons de Guesdir, de Djalello et de Tarentar, aux alentours desquels se dressent du reste d'autres cônes, mais en territoire britannique. Ces volcans de la région de Djalello, que j'ai visités, sont des appareils hawaïens, très surbaissés, formés par des basaltes très vitreux, souvent rubéfiés.

Dans les monts Dakka, surgissent de place en place des buttes arrondies, comme le Sidiha-Koma et le Yan-

goula-Koma, dominant de peu les basaltes tabulaires environnants et qui semblent correspondre à d'anciens volcans. Il en est de même le long de la route du Grand-Bara à Guidoli, à une dizaine de kilomètres d'Echaïti, où sur une



- B:** Basalte récent
A: Marnes argileuses
 salifères et gypseuses
Ar: Argile rouge cuite
 au contact du basalte
C: Calcaire blanc feuilleté

Fig. 11. — Coupe du ravin de Daloa Eali Bodeli un peu à l'Est de la vallée de l'oued Kouri, montrant les dépôts quaternaires de l'ancien lac Gagadeh recouverts par des basaltes récents.

distance de 5 km. on peut voir se dresser, alignés suivant une direction NW-SE, six buttes qui sans doute sont d'anciens points d'émissions de basaltes.

Tous les volcans que je viens de citer sont de dimensions modestes. Peut-être faut-il ajouter à cette liste le mont Garbi (1.650 m.), massif très important dominant immédiatement au nord-ouest le lac Assal. Je n'ose l'affirmer de façon certaine, n'en ayant pas fait l'ascension,

mais ce sommet donne bien l'impression d'être un ancien appareil volcanique. Ce serait le plus considérable de la Somalie française. Deux autres grands cônes, très nets, se dressent aux frontières de la colonie, mais en territoire italien. Ce sont le Dama-Aleh (1.046 m.) sur la rive nord-ouest du lac Abbé et le Moussa-Ali (2.050 m.) au nord-ouest des plateaux de Weima. M. DREYFUSS pense que les coulées basaltiques formant ces plateaux et celui qui termine le Goudah, bien qu'elles accusent un très léger pendage vers le nord, ont été émises par le Moussa-Ali, à une époque où le Gouda se serait trouvé à une altitude de 500 à 600 m. seulement, donc très inférieure à celle à laquelle il est actuellement (1.750 m.). Un relèvement de la région du Gouda se serait produit postérieurement aux éruptions du Moussa-Ali, qui aurait amené cette « contrepente » des basaltes dans toute l'étendue comprise entre le Gouda et le pied de ce grand volcan, situé à 85 kms. plus au nord. L'hypothèse de M. DREYFUSS me semble difficilement acceptable. Il faudrait admettre, en effet, un exhaussement de plus de 1.000 m. de la rive nord du golfe de Tadjourah, or un mouvement positif s'est bien produit, comme, en témoignent les récifs coralliens soulevés visibles entre Obock et Tadjourah, mais il est de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Il me semble plus simple, pour expliquer l'origine des coulées du Goudah et des plateaux de Weima qui s'étendent plus au nord, d'admettre qu'elles résultent d'éruptions fissurales dont les points d'émission devaient être situés sur l'emplacement du compartiment qui s'est effondré par la suite pour donner naissance au grand fossé occupé actuellement par le golfe de Tadjourah. L'inclinaison très faible et dirigée vers le sud des coulées, également stratoïdes, du Dollad, situé sur la rive opposée du golfe, semble bien confirmer cette façon de voir (Pl. III, fig. 2).

Les éruptions sub-actuelles

Il est assez difficile d'établir une démarcation nette entre la fin des épanchements des basaltes récents et les

éruptions que je qualifie de sub-actuelles. Aucune interruption prolongée n'a dû se produire entre le moment où sont venues au jour les coulées qui recouvrent les dépôts lacustres de la région de Dikkil, de la plaine d'Asbareh et de la vallée de l'oued Kouri et celles, plus jeunes, si l'on en juge d'après l'état de conservation des volcans et de la surface des coulées, de la région d'Assal.

Il me semble néanmoins utile de distinguer ces éruptions, les dernières qui se soient produites en Somalie française, de la période où sont apparues les immenses nappes de basalte qui ont formé les grands plateaux, aujourd'hui très disséqués, qui ont été précédemment décrits.

Les éruptions que je considère comme sub-actuelles n'ont vraisemblablement dû prendre fin qu'à une époque toute récente et il est probable que l'homme a dû assister aux dernières, en particulier à celles des volcans du Ghoubet-el-Kharab demeurés absolument intacts.

M. DÉGOUTIN (6) et M. DREYFUSS (7) ont relevé au moins une dizaine de petits cônes volcaniques, entre le fond du Ghoubet-el-Kharab et la rive méridionale du lac Assal, formé par des basaltes scoriacés qui ont émis des laves très feldspathiques en général. Deux volcans, avec des cratères très nets, émergent dans le fond du Ghoubet-el-Kharab. De loin, ils semblent constitués par des tufs jaunâtres.

Le Ras Siane et les îlots des Frères (Djeziret Seba), dans le Bab-el-Mandeb, sont des cônes de scories basaltiques qui paraissent également très récents, bien qu'ils soient assez démantelés, ce qui peut d'ailleurs être le fait de phénomènes explosifs, car ce sont des appareils stromboliens. Le Ras Siane (Pl. IV, fig. 3), soudé aujourd'hui au continent par une chaussée de Corail, est formé de scories basiques rouges et noires, avec quelques coulées de basalte très vitreux à la base, où l'on observe des récifs de Coraux qui ont été soulevés d'une dizaine de mètres. Ici, comme tout le long de côtes de la Somalie française, les récifs soulevés sont donc nettement postérieurs aux laves les plus récentes.

Il faut rattacher aux éruptions sub-actuelles, les coulées de basalte interstratifiées dans les cailloutis torrentiels du Quaternaire, étalés au pied des monts Mabla, entre Obock et Tadjourah. Ces cailloutis, formés surtout d'éléments rhyolitiques, provenant de la démolition des Mabla, correspondent à de grands cônes de déjection. M. DREYFUSS a remarqué que ces conglomérats et les basaltes interstratifiés avaient été souvent affectés par des failles très récentes (Vallée de l'oued Ababoléï).

Les phénomènes volcaniques actuels

Les derniers signes de l'activité volcanique, dont le rôle a été si considérable dans toute la colonie, se traduisent actuellement par la présence, en quelques endroits, d'espaces où le sol demeure chaud, avec des émissions lentes de vapeur et par l'existence d'un grand nombre de sources thermales. Ces diverses manifestations ne sont pas localisées dans une région déterminée de la colonie et j'ai pu les observer en des endroits très différents, à l'exception toutefois du nord-est et du sud-est du territoire.

Fumerolles. — Une première zone d'espaces chauds apparaît dans la partie sud-est de la plaine du Hanleh, au milieu d'escarpements basaltiques correspondant au rebord occidental du plateau des Dokoïno. Cet endroit, auquel les Danakil donnent le nom de « Montagne qui fume », se trouve environ à 3 km. 500 à l'est-nord-est de Garbes. Il s'agit d'une bande de quelques dizaines de mètres de large et longue de 400 m. environ, orientée suivant une direction NW-SE, où les basaltes, très décomposés et souvent transformés en une argile rougeâtre très molle ont une température qui atteint une centaine de degrés par endroits. Des vapeurs s'échappent du sol par une multitude de petites fissures et se dissipent rapidement. Ce sont des fumerolles aqueuses, à 100°, qui possèdent une odeur sulfureuse assez prononcée. Beaucoup de ces dégagements sont

silencieux tandis que d'autres sont accompagnés d'un léger sifflement.

Des incrustations de gypse blanc, saccharoïde, s'observent assez fréquemment au milieu des basaltes décomposés, là où se produisent des émanations de vapeurs et en surface on peut voir des efflorescences de kalinite (alun potassique).

Il n'existe aucune source thermale au voisinage de ces fumerolles de la région de Garbes, mais simplement quelques petites flaques d'eau, au pied de certains escarpements rocheux, provenant de la condensation des vapeurs.

La seconde zone de fumerolles, pas plus que la précédente n'est située sur l'emplacement d'un ancien cratère, mais se trouve également sur le passage d'une faille. Il s'agit du ravin de Gambouli, sur la rive nord-est du lac Abbé. Ces fumerolles occupent une surface réduite mais sont très actives et les vapeurs s'aperçoivent à distance. Elles sont visibles à la cote 330 environ, soit à 80 m. au dessus du niveau du lac et à 1.000 ou 1.200 m. du rivage sur le versant nord de la vallée de Gambouli, au lieu-dit Boïna (Pl. X, fig. 1). L'espace où se produisent ces vapeurs correspond à une bande de 60 m de long sur une vingtaine de large, dirigée N. 40° W. Les basaltes, profondément décomposés, sont également transformés ici en argile rouge, molle et très chaude.

Les vapeurs s'échappent du sol par de nombreux petits orifices et fusent assez bruyamment de certains d'entre eux, situés au fond d'une excavation naturelle en forme d'entonnoir, profond de 7 m. et large de 10 m. à sa partie supérieure. Ce sont également ici des fumerolles aqueuses, atteignant 100° et dégageant une odeur légèrement sulfureuse. Un peu de kalinite se dépose à la surface du sol à côté des orifices de sortie. Tout autour de la zone où se produisent ces fumerolles, même là où il ne fume pas, le sol demeure chaud sur une certaine étendue.

Des sources thermales ont existé jadis à proximité de l'endroit où se dégagent les vapeurs de Boïna, mais sont complètement taries actuellement.

Sources thermales.—Les manifestations hydrothermales les plus curieuses de toute la colonie sont certainement celles d'Asbhalto, sur la rive orientale du lac Abbé, où d'innombrables sources chaudes ont déposé des travertins qui ont l'apparence de rochers ruiniformes. Ceux-ci, très escarpés (Pl. XII, fig. 1), ont une forme vaguement conique. Leur hauteur est très variable et oscille généralement entre 5 et 10 mètres, mais certains peuvent atteindre le double. Beaucoup de ces rochers sont isolés (Pl. XI, fig. 2) mais d'autres et c'est le cas le plus fréquent, sont soudés les uns aux autres par leur base, se présentant alors sous forme d'étranges murailles dentelées (Pl. XII, fig. 1).

Les travertins déposés par les sources thermales d'Asbhalto sont constitués principalement par du carbonate de chaux, accompagné parfois d'un peu de carbonate de magnésie. Superficiellement ils sont d'un gris clair et intérieurement d'un blanc jaunâtre, montrant une structure assez spongieuse et friable tandis que leur surface est mammelonnée.

A première vue, ces centaines de petits pitons semblent disposés dans le plus grand désordre, mais il n'est pas difficile de se rendre compte qu'ils sont au contraire groupés en un certain nombre d'alignements assez bien définis, au nombre d'une dizaine environs, parallèles entre eux et orientés à peu près est-ouest. Ces alignements, que l'on peut suivre sur plusieurs centaines de mètres correspondent, sans nul doute, à des failles le long desquelles se sont frayé passage les eaux chaudes, chargées de carbonates qui ont édifié ces singuliers rochers, s'observant indifféremment le long de la rive plate et limoneuse du lac et à l'intérieur de celui-ci, où ils forment un grand nombre de petits ilots rocheux.

Les bords du lac Abbé, en cet endroit, sont précisément formés par de la vase très molle, recouverte d'une croute salée et il est difficile et même dangereux d'y circuler.

Une partie des sources thermales autour desquelles se sont déposés les travertins ruïniformes d'Asbahalto, sont aujourd'hui taries mais il en existe pourtant encore un assez grand nombre en activité, en particulier au pied du piton de Badikoma (Pl. XI. fig. 2), l'un des plus imposants, se dressant à l'extrémité d'une petite presqu'île. On peut voir à sa base, presqu'au niveau du lac, plusieurs petites vasques où l'eau bout. Toutes ces sources vont se perdre finalement dans le lac dont la température en cet endroit est de 29° (décembre 1937). Un échantillon d'eau, prélevé dans l'une de ces sources atteignant une température de 100° et située au pied du Badikoma, a donné une réaction très faiblement alcaline et contenait un résidu salin de 2 gr. 48 par litre. Ce résidu a donné à l'analyse la composition suivante ¹⁾.

Silice	0.090	gramme
Carbonate de calcium	0.109	
Sulfate de calcium	0.485	
Chlorure de magnésium	0.032	
Chlorure de potassium	0.054	
Chlorure de sodium	1.648	
Bromure de sodium	0.0035	
Matières organiques et divers	0.0585	
Total	2.4800	

D'autres sources chaudes, un peu en retrait du lac, semblent presque douces.

Plusieurs pitons de travertins doivent être en partie creux intérieurement et l'on peut voir des vapeurs s'échapper par certaines fissures, tandis que des eaux chaudes ruissellent à leur pied.

Une odeur sulfureuse très caractéristique règne tout autour du lac Abbé, surtout perceptible lorsque la brise vient du large et il n'est pas douteux que des sources chaudes sulfureuses existent dans le fond de cette grande nappe d'eau. Les pitons de travertins qui en émergent,

¹⁾ Analyse du Laboratoire L. CAMPREDON.

du côté d'Asbahalto, en sont d'ailleurs une preuve. L'odeur désagréable du lac a fait nommer celui-ci Abbehi-Bada par les Danakil et Bada-Kharmoun par les Issa, ce qui signifie littéralement « L'eau qui sent mauvais ».

D'autres sources thermales, que je n'ai pas eu l'occasion de visiter, existeraient également le long de la rive nord du lac, au delà de Gambouli, vallée où il y en a indiscutablement eu autrefois, à en juger par les dépôts de travertins ruiniformes, semblables, mais en plus modeste, à ceux d'Asbahalto. L'un deux se dresse sur la rive même du lac, à l'embouchure de l'oued Gambouli et les autres au voisinage des fumerolles de Boïna où, en plus de travertins, apparaissent des dépôts relativement importants de calcaires pisolitiques et oolitiques, assez fragiles et qui m'ont semblé avoir une origine hydrothermale.

Des sources sulfureuses ont été également signalées à Galangaleti près de l'extrémité méridionale du lac.

Plaine du Hanleh

Plusieurs sources thermales sont visibles au pied des escarpements basaltiques qui limitent ce grand fossé tectonique. J'ai eu l'occasion d'en visiter trois, ayant toutes une température de 42° 5 et une composition qui paraît très semblable.

Au pied du versant nord de la butte d'Ourguëni, petit chaînon basaltique orienté NW-SE, se trouvant dans la partie ouest du Hanleh, apparaissent plusieurs petites sources, très limpides et légèrement saumâtres, accompagnées d'aucun dégagement gazeux. Elles alimentent un ruisseau qui se perd dans la plaine à peu de distance.

Les sources d'Aguéna sont à 5 kms environ au nord des précédentes, au pied de la falaise basaltique terminant le plateau d'Ounda-Gamareh. Elles alimentent un assez vaste étang permanent. L'eau de ces sources donne une réaction très faiblement alcaline et contient un résidu salin

de 2 gr. 355 par litre, qui montre à l'analyse la composition suivante ¹⁾ :

Silice	0.060	gramme
Carbonate de calcium	0.047	
Carbonate de magnésium	0.033	
Bicarbonate de sodium	0.195	
Sulfate de sodium	0.290	
Chlorure de potassium	0.069	
Chlorure de sodium	1.445	
Bromure de sodium	0.0031	
Matières organiques et divers	0.093	
Total	2.3551	

Les sources de Daguiro se trouvent dans la plaine d'Ounda-Dobi, une digitation de celle du Hanleh et apparaissent au milieu d'une étendue de limons salés recouvrant des dépôts lacustres quaternaires. Le niveau de ces sources, qui occupent de curieuses vasques argileuses d'allure cratériforme, est très légèrement surélevé par rapport à celui de la plaine environnante.

Des sources thermales, aujourd'hui taries, ont existé en assez grand nombre tout autour de Garbes, dans la partie sud-est du Hanleh et sont reconnaissables aux travertins ruiniformes qu'elles ont édifiés et qui rappellent en plus petit ceux du lac Abbé. Ils se trouvent généralement à la surface des petites buttes rhyolitiques qui se dressent en assez grand nombre au pied du mont Baba-Alou. On peut voir d'autre part, sur des basaltes cette-fois et à 2 km. au sud de la colline du poste de Garbes, un alignement remarquable de ces anciens dépôts de travertin calcaire, correspondant à une bande haute de quelques mètres et large d'une quarantaine au maximum, qu'il est possible de suivre sur près de 800 m. Il n'est pas douteux que ces dépôts, alignés suivant une direction N 35° W, jalonnent une ancienne fracture.

1) Analyse du Laboratoire L. CAMPREDON.

Vallée de l'oued Kouri

Des sources chaudes existent le long de la rive gauche de l'oued Kouri (aboutissant à la plaine de Gagadeh), à deux heures environ en amont de Guidoli. Elles se trouvent dans les alluvions même du lit de l'oued et leur température est de 46° 5. Aucun dépôt particulier ne s'observe autour d'elles et leur débit est suffisant pour donner naissance à un ruisseau qui coule pendant quelques centaines de mètres, avant de disparaître par infiltration dans les alluvions de l'oued.

Pays issa

Plusieurs sources froides, faiblement saumâtres, se trouvent dans la palmeraie de Dikkil, située au point de rencontre de deux vallées. En janvier 1938, leur température était de 22° 8 à l'exception de deux d'entre elles qui atteignaient 32° 5, et pouvaient donc être considérées comme thermales.

J'ai noté la présence d'une source tiède sur le versant septentrional du massif de l'Arta, compris entre la vallée d'Ouéah et le golfe de Tadjourah. Ce sont les sources de Doundouma, légèrement saumâtres et d'un faible débit, sortant des rhyolites à une température de 35°. Elles sont situées à l'altitude de 350 m.

Massif du Gouda

En remontant la vallée d'Aiboli, qui des environs de Tadjourah conduit jusqu'au plateau de Daï, on rencontre à un quart d'heure en amont de Bankoualeh, vers l'altitude de 600 m., dans le lit même de l'oued Aiboli, ouvert dans des rhyolites, plusieurs petites sources tièdes (33°) et douces.

A Ouéah (alt. 300 m.) dans la partie haute de la vallée de l'oued Madagala, descendant à travers le flanc sud du Gouda, se trouvent quelques sources parfaitement douces, dont la température est de 36°.

Lac Assal

Des sources thermales salées, ayant à peu près la composition de l'eau de mer et dont la plus chaude atteignaient une température de 77°, ont été signalées le long de la rive méridionale du lac Assal par M. DÉGOUTIN (6). J'en ai moi même observé de semblables le long de la rive orientale du lac, à l'embouchure de l'oued Ororeï-Daffareh, mais leur température oscillait simplement entre 34° 5 et 35° 8. Il semble bien que toutes ces sources chaudes et salées de la bordure méridionale du lac Assal, dont la surface se trouve à 160 m. au dessous du niveau de la mer, proviennent d'infiltrations de celle-ci, depuis le golfe du Ghoubet-el-Kharab, à 10 km. de là, à travers les fissures des basaltes très récents qui occupent toute la région.

Il existe, dans la cuvette d'Assal, dont le lac s'élevait jadis à un niveau très supérieur à maintenant, à la surface des basaltes aussi bien que des anciens dépôts lacustres, des calcaires en plaquettes et des vases calcaires consolidées très fossilifères) atteignant environ la cote + 100, de petits monticules de travertins calcaires. Ils peuvent être très étalés mais leur hauteur dépasse rarement un mètre ou deux. Plus ou moins creux intérieurement, souvent effondrés, ces monticules ont une surface grise et mamelonnée. Ce sont comme au lac Abbé et dans le Hanleh, des dépôts de tufs indiquant le point d'émergence de sources thermales actuellement taries. J'ai relevé la présence d'un grand nombre d'entre eux (Pl. X, fig. 2) entre Daffareh et la rive orientale du lac Assal et M. DÉGOUTIN, le long d'un itinéraire passant légèrement plus au sud, a pu faire la même observation entre le Bonnet Turc (ancien volcan) et la rive méridionale du lac. Il attribue ces formations à des eaux calcaires chargées d'acide carbonique qui furent une dernière émanation des volcans éteints environnants.

Enfin, toujours dans cette région d'Assal, M. DREYFUSS a signalé (7) la présence d'une source chaude, non sulfureuse et très chargée en carbonates, à Goungounta dans

la vallée de l'oued Kellou, à 5 km. environ de la rive sud-ouest du lac.

Goum, Halol

Je n'ai pu visiter personnellement les zones déprimées de Goum et d'Halol, situées dans le nord-ouest de la colonie, mais j'ai appris par des Danakil qu'il existait dans ces deux régions des sources chaudes légèrement salées qui semblent ressembler, d'après ce qui m'a été dit, à celles du Hanleh.

Obock

Les sources chaudes du littoral d'Obock sont connues depuis longtemps et jouissent, auprès des indigènes, de certaines propriétés thérapeutiques. Ce sont des eaux sulfureuses très salées, car elles surgissent au niveau même de la mer, dans la zone de balancement des marées, par de nombreuses petites fissures affectant les calcaires récifaux de la plage d'Obock.

Ces sources sont visibles immédiatement à l'ouest de la résidence, sur une distance de 200 m. environ, mais ont un débit très faible, qui est tout au plus de l'ordre de quelques litres à la seconde pour les plus importantes d'entre elles. Ces dernières, qui sont en même temps les plus chaudes, occupent la partie orientale de cette zone thermale. Durant mon séjour à Obock, en février 1938, j'ai mesuré à diverses reprises leur température et j'ai toujours trouvé, pour les sources les plus chaudes, des valeurs oscillant entre 69° et 71°. FAUROT, en 1888, signalait que leur température était de 80° ¹⁾ et M. DREYFUSS, en 1929, indiquait 84°.

Il existe à Obock, indépendamment de ces sources thermales, dans leur voisinage immédiat, mais à une soixan-

¹⁾ Sur les sédiments quaternaires de l'île de Kamarane et du golfe de Tadjourah. *Bull. Soc. Géologique de France*, 3^e série, t. XVI, p. 528-546, 1888.

taine de mètres en retrait du rivage, exactement à 300 m. à l'ouest du poste, une petite surface où le sol est chaud. Les indigènes ont pratiqué en ce point, à travers le sable qui recouvre les calcaires coralliens, une petite fosse de 1 m. de profondeur, autour de laquelle est construite une maisonnette. Ceci leur permet de prendre des bains de vapeurs. Ce sont des émanations légèrement sulfureuses qui s'échappent du sol, silencieusement, à une température de 60°.

Ouvrages cités

1. ARSANDAUX (H.) — Contribution à l'étude des Roches Alcalines de l'Est-Africain. (*Extrait des Comptes-Rendus de la Mission Duchesne-Fournet*). Masson, Paris, 1906.
2. AUBERT DE LA RÛE (E.). — Contribution à l'étude minéralogique de la Côte Française des Somalis. *C. R. Acad. Sciences*. T. CCVIII, n.º 4, 23 janvier 1939, p. 291-293.
3. ——— — Résultats géologiques d'une mission en Côte Française des Somalis. *C. R. Acad. Sciences*. T. CCVIII n.º 6 p. 450-452, février 1939.
4. AUBRY. — Observations géologiques sur les pays Dankalis, Somalis, le royaume de Choa. *Bull. Soc. Géol. France*. 3^{ème} Série, T. XIV, p. 201-22, 1886.
5. CHAPER. — Note sur les prétendus combustibles minéraux du territoire d'Obock. *Bull. Soc. Géol. France*. 3^{ème} Série T. XVI, p. 816-819, 1888.
6. DÉGOUTIN — Description d'un gisement de sel actuellement en formation. *Annales des Mines*, 12^{ème} Série, Mémoires, T. II, p. 5-54, 1922.
7. DREYFUSS (M.). — Etudes de Géologie et de Géographie physique sur la Côte Française des Somalis. *Revue de Géogr. Physique et de Géologie Dynamique*. Vol. IV, fasc. 4, p. 287-385, 1931.
8. LACROIX (A.). — Sur les rhyolites à ægyrine et riébeckite du pays des Somalis. *C. R. Acad. Sciences*, T. CXXVIII, n.º 22, p. 1353-1356, 1899.
9. LAMARE (P.). — Sur l'âge des coulées du Fossé de l'Aouache (Ethiopie). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, n.º 14, p. 217-219, 18 nov. 1935.

10. LAPEYRE (L.). — Secousses séismiques à la Côte Française des Somalis. *Annales de Physique du Globe de la France d'Ostre-Mer*. Paris, n.º 13, p. 30-31, février 1936.
 11. ROCHET D'HERICOURT (C.). — Observations géologiques recueillies en Egypte, sur la mer Rouge, le pays d'Adel et le royaume du Choa. *Bull. Soc. Géol. France* (2) III, p. 541-546, 15 juin 1846.
 12. STEFANINI (G.). — Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia alla Scala di 1 : 2.000.000 (Note Illustrative). *Consiglio Nazionale delle Ricerche*. Firenze, 1933.
 13. TEILHARD DE CHARDIN (P.), LAMARE (P.), DREYFUSS (M.), LACROIX (A.), BASSE (MELLE E.). — Etudes géologiques en Ethiopie, Somalie et Arabie méridionale. *Mém. Soc. Géol. France*. N. S. Mém, n.º 14. - 1. 1930.
 14. THESIGER (W.). — The Awash River and the Aussa Sultanate. *The Geographical Journal*. Vol. LXXXV, n.º 1. January 1935, p. 1-23.
-

AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. — Pitons de Dergoli dans le massif d'Ado - Aleh. Le haut de ces escarpements est formé par des rhyolites et des obsidiennes hyperalcalines, la base par des basaltes anciens.



Fig. 2. — Le Ras Doumeïra (à gauche) et l'île de Doumeïra formés par des coulées rhyolitiques tabulaires.

E. AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. -- Débit prismatique d'une coulée rhyolitique. Vallée de l'Oued Magaleh (Gouda).



Fig. 2. -- Coulées rhyolitiques à débit prismatique. Vallée de Soatohaleh (Mabla).

AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. — Les sommets rhyolitiques très découpés du massif d'Ado-Aleh.



Fig. 2. --- La vallée de l'Oued Dembio, cassure affectant les entablements de basalte récent compris entre le Dollad et le Ghoubet - el - Kharab.

AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*

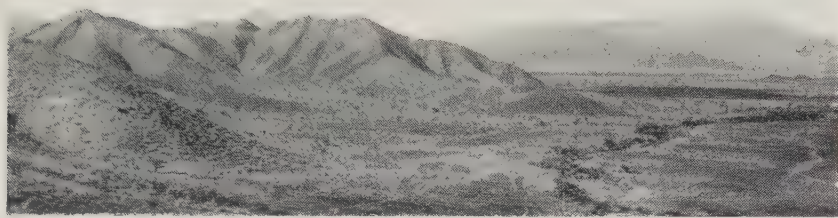


Fig. 1. — Le chaînon rhyolitique d'Hamdata. Derrière, le sommet du piton de Guilalou et à droite, la table basaltique d'Orondleh, Vue prise sur la piste d'Obock à Laassa.



Fig. 2. — Les basaltes tabulaires de la série récente recouvrant les rhyolites (plus claire) dans un ravin immédiatement à l'Ouest de la vallée d'Ambocto.



Fig. 3. — Le Ras Siane le long du Bab - el - Mandeb. Cône de scories basaltiques démantelé.



Fig. 1. — Empilement de coulées basaltiques tabulaires formant les plateaux très disséqués s'étendant au Nord du Gouda. Vue prise du **Bara-Abareh (1.715 m.)** Le plateau boisé, au second plan est celui de Daï.



Fig. 2. — Le rebord oriental des Monts Gamareh, formés par une succession de plus de mille mètres de coulées basaltiques sensiblement tabulaires. Vue prise d'Aguena, dans la plaine du Hanleh. La falaise des Gamareh a ici environ 850 m. de haut.



Fig. 1. — Coulées basaltiques tabulaires formant la crête du Gouda.
Vue montrant les pentes nords du Bara - Abareh (1.715 m.).



Fig. 2. — Coulées basaltiques horizontales sur le versant ouest de la vallée
de l'Oued Adoleï (Mabla).

AUBERT DE LA RÛE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



1. — Basalte vitreux à débit prismatique dans la haute vallée de l'Oued Adoleï (Mabla).



2. — Débit en boules écailleuses d'une coulée de basalte. Vallée de l'Oued Lahameleh.

AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. - - L'extrémité nord de la plaine du Hanleh et le rebord des monts Ounda Gamareh. premier plan, fragments anguleux de basalte, résultant de la désagrégation d'une coulée sous influence des écarts de température. Au second plan l'étang d'Aguéna alimenté par les sources rmales qui sortent des basaltes.



Fig. 2. — Champ de galets basaltiques à Echaïti, dans la plaine du grand Bara.

AUBERT DE LA RÜE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



g. 1. — La crête basaltique du Mt. Dollad (1.100 m.) et le versant nord de la montagne, affecté par une série de failles en escalier.



2. — Faille de direction NW-SE affectant les basaltes récents sur le Plateau des Dakka. Vue prise entre Gohodo et Yeurin.

AUBERT DE LA RÛE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. — Fumerolles à 100° sur le versant nord du ravin de Gambouli, près du lac Abbé.



Fig. 2. — Dépôt de travertin calcaire indiquant l'emplacement d'une ancienne source thermale à la surface des basaltes de la Cuvette d'Assal. Au second plan, vases calcaires à *Melania*, prise à la cote — 100, près du lac Assal.

AUBERT DE LA RÛE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



1. — Vue d'ensemble de la zone des sources thermales d'Asbhalto, an bord du lac Abbé.



2. — L'un des plus grands pitons de travertin déposé par les eaux chaudes d'Asbhalto.

AUBERT DE LA RÛE — *Le volcanisme en Côte Française des Somalis.*



Fig. 1. — Rochers ruiniformes correspondant à des dépôts de travertin calcaire édifiés par les sources thermales d'Asbahalto, sur la rive orientale du lac Abbé.



Fig. 2. — Travertin calcaire déposé par une ancienne source chaude d'Asbahalto au bord du lac Abbé.

Considerazioni chimiche e chimico-fisiche sui gas vulcanici e magmatici.

Ipotesi di una fase idrotermale intermedia. ¹⁾

RIASSUNTO. — Dopo aver stabilito la posizione dei gas vulcanici e magmatici tra i gas naturali, l'A. espone la classificazione chimica e chimico-fisica delle fumarole esaminando l'origine dei costituenti delle fumarole stesse, le quali sono le manifestazioni della vita di un vulcano dalle fasi di attività parossistica alla quiescenza dello stadio solfatarico.

Riassume poi la interpretazione che della composizione, dell'apparire e scomparire dei vari tipi di fumarole è stata fin qui data e richiama l'attenzione su un punto per ora non messo in evidenza, cioè sul fatto che, raggiunta, nella scala delle temperature decrescenti, la temperatura critica dell'acqua, $374^{\circ},1$, il vapor d'acqua magmatico si deve liquefare se esso si trova a pressioni superiori a 218 atmosfere (pressione critica), il che può certo accadere, specialmente negli stati solfatarici il cui magma è sepolto nel profondo. Quest'acqua liquida che si trova a temperature fino a 374° e a pressioni di centinaia e migliaia di atmosfere, deve avere un potere solvente, idrolizzante e reattivo poderoso e deve perciò caricarsi dei gas e dei solidi che incontra, operando poi i più svariati metamorfismi di contatto e deponendo filoni minerali metalliferi. Quando poi, pervenendo la suddetta acqua in terreni fratturati o cretati o porosi, la pressione diminuisca, essendo la temperatura ancora alta, la fase idrotermale sotterranea, determinatasi come sopra è detto, cesserà, e ritornerà una seconda fase pneumatolitica con uscita della fumarola all'esterno.

L'oratore indica i fatti sperimentali che lo hanno indotto a questa ipotesi della fase idrotermale intermedia, e cioè: 1°) l'alto contenuto dell'anidride carbonica nelle fumarole solfatariche e non nelle fumarole più calde, il che si spiega col fatto che l'acqua liquida, formata nel modo prima detto, può estrarre dalle rocce, per idrolisi etc., i più svariati costituenti acidi che attaccano poi le rocce carbonatate, mentre i gas delle fumarole più calde non contengono che percentuali

1) Da una Conferenza tenuta in Firenze alla Sezione Toscana della Società Chimica Italiana il 27 maggio 1939 - XVII.

limitate di gas capaci di attaccare pneumatologicamente le rocce carbonatate; 2°) il basso contenuto, invece, in idrogeno, metano, azoto, (a meno di inquinamenti atmosferici per quest'ultimo) che non oltrepassa mai, nelle fumarole solfatariche, come dimostra con tabelle, la solubilità di questi gas nell'acqua, mentre nelle più calde essi sono abbondantissimi senza limite nè regola; 3°) il contenuto in argo, cripto e xeno, nei gas solfatarici fin qui esaminati, che corrisponde, col più stretto parallelismo dimostrato dai rapporti tra i numeri riportati, alle solubilità dei tre gas; fatti, il secondo e il terzo, in nessun altro modo ben spiegabili come con la ipotesi della fase liquida intermedia.

I gas naturali — se si considera a sè l'aria atmosferica — possono suddividersi in tre principali categorie, e cioè:

1.° *Gas provenienti dalla carbonizzazione del legno* (gas delle paludi, gas dei carboni fossili).

2.° *Gas dei petroli.*

3.° *Gas minerali*, tra i quali si trovano i gas vulcanici e magmatici, i gas delle sorgenti e delle falde acquifere, etc. L'appellativo minerale va qui considerato nel senso più lato, vale a dire che s'intende esteso anche al caso che si abbiano prodotti gassosi provenienti dalla distillazione di organismi animali o vegetali che per esempio si compia in una eruzione vulcanica nella quale il magma o le lave incontrino depositi di faune e di flore fossili e le arroventino, il che può certo accadere — processo, questo, che, benchè il materiale di partenza sia organico, non vi è dubbio che è diverso da quel processo di fermentazione o in generale biochimico, e perciò opportunamente detto *organico*, che si compie a temperatura poco diversa da quella ambiente, per esempio là dove il legno nelle paludi dia origine al metano o dove da organismi animali e vegetali in decomposizione si formino omologhi del metano o idrocarburi polimetilenici, il che nessuno può negare che possa accadere, nemmeno coloro che sostengono la origine inorganica dei petroli.

Fatta tale distinzione in processi organici e in processi minerali in senso lato, la classifica prima indicata è principalmente la constatazione di un fatto esteriore. Nessuno infatti potrà negare che esistono gas dei petroli: si tratterà poi di vedere se l'origine di essi sia organica o minerale.

Caso per caso, però, una volta adottata questa classificazione o altra consimile, la indagine dell'origine dei gas dovrà farsi. E talvolta essa sarà molto facile. Per esempio nei gas del gruppo I (Gas provenienti dalla carbonizzazione) non credo che ci siano dubbi possibili. Invece sul gruppo II, in quanto si riconnette coll'origine dei petroli, è aperta una discussione che è forse fra le più dibattute della Scienza e che ha dall'una parte (teoria organica: ENGLER, EGLOFF etc.) e dall'altra (teoria inorganica: SPALLANZANI, BERTHELOT, MENDELEJEFF, fino attualmente a SACCO) sostenitori poderosi, probabilmente per la buona ragione che è vera, a seconda dei casi e dei luoghi, l'una e l'altra teoria.

Quanto ai gas vulcanici o magmatici che sono quelli che qui ci interessano, la questione dell'origine può considerarsi semplice se si prendono i gas in blocco, poichè è pacifico che una volta intesisi su quel significato lato di gas minerali che ho illustrato prima — i gas vulcanici appartengono senz'altro ai gas minerali.

La questione però qui si allarga, in un modo che non si ha per le altre categorie di gas naturali, quando si passino a considerare i gruppi di gas che compariscono nelle varie fasi dell'attività vulcanica, dal periodo eruttivo parossistico allo stadio estremo di quiescenza detto stato solfatarico o anche subvulcanico.

Precisiamo questo problema. È noto che si chiamano *fumarole* tutti i getti di gas e di vapore che vengono emessi da un vulcano, sia dal cratere centrale, sia dai crateri laterali, sia dalle fessure del cono, sia dalle lave fluenti durante i periodi di attività — sia anche da cretti del terreno naturali o artificiali. Le fumarole nei vari casi possono assumere vari nomi: così in Toscana si hanno quelle particolari fumarole, ormai prevalentemente ottenute per perforazione, che si chiamano Soffioni. Fatta eccezione per i materiali lanciati o traboccanti dalle bocche vulcaniche durante le eruzioni (massi, bombe, ceneri, lapilli, lave) è dalle fumarole che provengono tutti i prodotti mediati e immediati dell'attività vulcanica, e poichè esse corrispondono così a tutta la vita di un vulcano, sia nei

periodi di eruzione che in quelli di non eruzione, lo studio di esse e dei prodotti che esse apportano è dei più fecondi di tutta la vulcanologia, e si può dire che porga in più punti la chiave per penetrare nel segreto dei vulcani e del magma che li alimentano.

La Vulcanologia è scienza fondata in Italia, poichè il Vesuvio che il ROTH disse il « vulcano più accessibile e il più istruttivo del Globo », e tutti gli altri vulcani del nostro Paese hanno attratto scienziati italiani e stranieri, da quando Lazzaro SPALLANZANI il grande biologo che, con latina versatilità fu anche grande geologo, intraprendeva nel 1788 un viaggio ai vulcani attivi italiani, ai quali egli moveva dai campi metaniferi della sua Emilia, — viaggio col quale — secondo il MERCALLI si apre il periodo moderno della vulcanologia.

È da allora che si cominciarono le peregrinazioni scientifiche ai nostri vulcani, ed è su di essi che nel 1821, 1822 il MONTICELLI e il COVELLI iniziano osservazioni sistematiche e classificative sulle fumarole, e stabiliscono che i prodotti di queste variano colla temperatura e colla posizione rispetto ai canali e alle bocche di eruzione di un vulcano. Concetti ripresi poi dal CASSOLA e dal PILLA nel 1833, 1834, riconfermati e precisati, dal 1855 al 1866, da SAINTE-CLAIRE DEVILLE e da FOUQUÉ, che studiarono i vulcani attivi italiani, e il secondo anche il vulcano di Santorino, e si fermarono anche ai Campi Flegrei e ai Lagoni (come allora si chiamavano) del Volterrano.

Così si arriva ad una distribuzione delle fumarole dapprima in sei, poi in quattro o cinque tipi o ordini, che costituiscono una classificazione un po' sommaria e schematica, ma in prima approssimazione sufficiente, e cioè :

a) *Fumarole di temperatura superiore a 500°* dette secche perchè credute anidre (ma non lo sono). Contengono oltre al vapor d'acqua: idrogeno, cloruri alcalini e cloruri metallici.

b) *Fumarole acide*. Contengono vapor d'acqua, acido cloridrico, anidride solforosa, cloruro di ferro, cloruro di ammonio: di mano in mano che diminuisce la temperatura

sopravviene l'idrogeno solforato e compare l'anidride carbonica. Temperatura 500°-300°.

c) *Fumarole alcaline*. Contengono, oltre al vapor d'acqua, idrogeno solforato, anidride carbonica, cloruro ammonico, carbonato ammonico che dà la reazione alcalina: possono contenere ancora un po' di SO₂. Temperatura 500°-100°. Quando si è a 100° possono deporre solfo.

d) *Fumarole fredde - 100°-40°*. Contengono vapor d'acqua, anidride carbonica, idrogeno solforato.

e) *Mofete*: getti di anidride carbonica a temperatura ambiente.

Tutte le fumarole possono contenere anche idrogeno, azoto, metano e talvolta idrocarburi superiori, inoltre ossigeno e gas nobili: composti borici, fluorurati, arsenicali, antimoniosi, seleniosi, etc.: quelle più calde composti metallici, benchè molto spesso in tracce, sublimabili o volatili, specialmente cloruri e bromuri.

Tutto questo sarebbe un arido elenco, ma se ci si volge all'origine e al modo di comparire dei vari costituenti sopra indicati questo elenco può animarsi di tutta la vita stessa del fenomeno vulcanico, per quel tanto che è dato di penetrarla.

Intanto tutti questi tipi di fumarole, diversi nella temperatura, e perciò nei costituenti di cui sono formati, sono anche distribuiti diversamente nello spazio e nel tempo; le fumarole di altissima temperatura sono nel centro del vulcano; le mofete sono le più lontane. Quando il vulcano è in piena attività i tipi prima indicati sono tutti presenti: di mano in mano che l'attività diminuisce scompaiono successivamente: prima scompaiono le fumarole dette secche, poi le altre, nell'ordine di temperatura decrescente; le ultime sussistono ancora nello stato solfatarico; le mofete anche quando il vulcano è spento.

Comunque discusso e controverso sia il meccanismo delle varie fasi dell'attività vulcanica, quello che è certo si è che questa attività ripete la sua origine dall'esistenza di immense masse magmatiche incandescenti, cioè a temperatura al disopra e forse molto al disopra di 1000°, che pos-

sono, qualunque sia la causa, salire parossisticamente o no fino alla bocca del vulcano e traboccarne nei vulcani attivi; oppure possono — nello stato di quiescenza — essere profondi, sepolti sotto strati di rocce.

Questi magma sono, come è noto, fusioni principalmente di silicati di vari metalli contenenti come costituente attuale — o potenziale — anche acqua proveniente in parte dalle reazioni che nel magma si compiono; ed è evidente che da queste immense masse incandescenti — o dalle rocce colle quali queste immense masse giungono in contatto — o, infine, da falde acquifere terrestri o marine che vengano in contatto o col magma o colle rocce arroventate dal magma — possono, anzi debbono svolgersi tutte le sostanze che sono volatili alle temperature di questi materiali sotterranei roventi, e prima di tutte appunto l'acqua.

Nel dire questo, come si vede, tutte le questioni che sono state agitate intorno alle origini del vapor d'acqua e degli altri costituenti dei gas vulcanici sono riportate ad una specie di denominatore comune, cioè al fatto che in modo generale sono possibili tutte. Voglio dire che l'acqua, per esempio, può provenire tanto dalle reazioni del magma e sprigionarsi durante la sua cristallizzazione, tanto dall'arroventamento di rocce (secondo anche alcune esperienze di GAUTHIER il quale calcola che per es. da un Kmc. di granito per arroventamento in depressione possano ottenersi insieme ad altri gas qualcosa come 30 milioni di tonnellate di vapor d'acqua) quanto dall'acqua d'infiltrazione: l'acqua dei vulcani può cioè essere presumibilmente tanto acqua « primordiale » o « giovanile », acqua che non ha ancora mai toccato la superficie terrestre, quanto acqua « vadosa » come fu detta quella d'infiltrazione. Non sarà però sempre facile nè semplice stabilire, caso per caso, quanto si abbia dell'una o dell'altra sorta di acqua in una emanazione vulcanica a meno che non soccorrano criteri collaterali, per es. quelli provenienti dal considerare bene nei gas vulcanici i rapporti fra i gas nobili, nel senso e

nel modo che ho avuto l'onore di illustrare in altra occasione 1).

Come per il vapor d'acqua, così per gli altri gas sono possibili le più diverse origini sia geologiche (per es. per l'idrogeno, per l'azoto, per il metano, per l'ossido di carbonio e l'anidride carbonica oltre alle origini primordiali o giovanili prima indicate per l'acqua, si ha da considerare anche un'altra origine giovanile, quella meteoritica sostenuta da T. C. CHAMBERLIN e da altri, che ammettono che la terra si sia formata non dal condensarsi di una nebulosa primitiva, ma da un aggregarsi e conglobarsi di corpi solidi celesti contenenti appunto gas, come li contengono le meteoriti, gas che poi possono essere svolti per arroventamento) sono possibili — dicevo dunque — le più diverse origini sia geologiche che chimiche. Anche, sì, le più diverse origini chimiche per certi gas. Così per il metano può tanto pensarsi ad una distillazione di sostanze organiche per arroventamento di flore e faune incontrate dal magma, quanto ad una riduzione della anidride carbonica e dell'ossido di carbonio per opera dell'idrogeno, quanto ad una doppia decomposizione tra carburi metallici e acqua, il che può in certi casi portare anche a formazione di idrocarburi omologhi del metano, cioè a petroli e bitumi che s'incontrano talvolta nei vulcani. Analogamente per l'ammoniaca può tanto pensarsi ad una reazione fra azoturi e acqua, quanto ad una sintesi da azoto e idrogeno,

1) U. SBORGI: « *Il significato geochimico dei gas nobili nei gas naturali ed in particolare nei gas vulcanici* ». Atti del X Congresso internazionale di Chimica (Roma 15-21 maggio 1938 - XVI) vol. II, pag. 796, Roma, Tipogr. Edit. Italia, 1938 - XVI. In tale nota ho mostrato come il rapporto azoto-argo dei gas vulcanici si allontani molto, contrariamente a quanto era stato prima affermato, dal rapporto azoto-argo dell'aria, ed ho indicato le possibili ragioni di questo, concludendo che l'argo presente è la misura (l'ottantaquattresima parte in prima approssimazione) dell'azoto atmosferico (attuale o fossile) contenuto nel gas vulcanico, il restante azoto essendo di origine magmatica. L'argo presente è naturalmente argo greggio contenente cripto e xeno, nel modo che è detto anche nell'ultima parte di questa Conferenza.

la quale alle temperature ed alle pressioni magmatiche può compiersi certamente anche senza la presenza di nessun catalizzatore; come inversamente l'azoto dei gas vulcanici può provenire tanto da dissociazione di questa ammoniacca magmatica (compientesi per il variare delle condizioni di temperatura e di pressione) quanto da aria fossile imprigionata nella litosfera, il che potrà, secondo me, constatarsi anche dal rapporto tra azoto e argo, come ho avuto occasione di mostrare nelle considerazioni da me altrove svolte, che ho prima citato.

E analogamente per altri gas contenuti nelle emanazioni vulcaniche, e così per molti prodotti solidi sublimati, o emessi allo stato liquido e poi consolidatisi.

Nè tutto questo ammettere che io faccio delle possibilità di tante varie origini, sia geologiche sia chimiche, dei componenti dei gas vulcanici deve far pensare ad una mia sorta di agnosticismo in questa materia ch'è stata oggetto di tante lunghe appassionate discussioni tra i vulcanologi. Tutt'altro, chè è invece ben possibile e fecondo il ricercare e il discutere, caso per caso, luogo per luogo, manifestazione per manifestazione, quale sia da scegliere di queste varie origini di un gas o di un prodotto vulcanico. Quelle che sono da deprecare sono le teorie generali ed esclusiviste che talvolta si son sentite affermare, mentre sarebbe sempre da tener presente non solo che sono possibili le varie origini che ci sono note, ma che anche ve ne sono in più altre che ci sono ignote, come per es. fino a qualche decennio fa ci erano ignote tutte le origini radioattive di certe sostanze e tutti quei tramutamenti di elementi e composti dovuti al bombardamento con particelle α e β e con neutroni, della influenza e portata delle quali siamo appena all'alba di una qualche conoscenza.

Dunque, in conclusione, quali che siano le origini di questi gas e sostanze volatili che appariscono nelle manifestazioni vulcaniche — origini per le quali, ripeto, molte volte c'è solo l'imbarazzo, vero imbarazzo, della scelta — il fatto è che per azione delle alte temperature, pressioni, ecc. queste sostanze escono dalla terra o durante le eruzioni

in modo parossistico, o più o meno blandamente nei periodi di calma, fino allo stadio di quiescenza subvulcanica.

Cioè qui si è in presenza di una colossale, gigantesca distillazione e condensazione frazionata la quale ha i caratteri di un' esplosione nei periodi di eruzione, o dura i secoli e i millenni nel regime solfatarico. Ed è ovvio perciò che accada quello che accade: che cioè le fumarole di temperatura più alta e contenenti i prodotti formantisi o distillanti o sublimabili a temperatura più alta siano quelle più vicine al camino del vulcano e scompaiano per le prime quando l'attività vulcanica comincia a decrescere. Come anche è ben chiaro che in queste fumarole possano essere contenuti prodotti che distillino a temperatura più bassa di quella che posseggono, sicchè qualche prodotto, per es. l'idrogeno, può trovarsi così nelle fumarole secche come nelle fumarole solfatariche, mentre per es. il cloruro sodico che bolle a 1440° si trova nelle prime ma non nelle seconde, e via di seguito.

*
* * *

C'è un punto però sul quale io voglio richiamare la vostra attenzione, e che è in definitiva lo scopo ultimo di questa mia ormai non più breve conversazione. E cioè questo: che esiste nel susseguirsi dei fenomeni di questa gigantesca distillazione e condensazione frazionata, un momento che ha una speciale importanza e che non mi sembra sia stato fin qui convenientemente considerato nella geochimica, direi anzi nella geochimico-fisica dei gas vulcanici.

Mi sia permesso di riferire per esteso quello che dice F. W. CLARKE nel suo « The data of Geochemistry » opera che un' illustre Maestro della Geochimica Italiana, Federico MILLOSEVICH, definisce fondamentale.

A pagina 292 (V ed.: Washington: Geol. Survey) il CLARKE dice:

« Che i gas vulcanici appariscono in un certo ordine « regolare è stato dimostrato etc. etc. Qual'è ora questo

« ordine e che cosa significano le trasformazioni chimiche
« di esso » ?

« 1.^o I gas escono da un cratere attivo a così alta
« temperatura che praticamente sono secchi. Essi conten-
« gono vapore surriscaldato, idrogeno, ossido di carbonio,
« metano, vapore di cloruri metallici, e altre sostanze di
« minore importanza. L'ossigeno può essere presente in essi
« con un po' di azoto, argo, vapori di zolfo e composti
« gassosi del fluoro ».

« 2.^o L'idrogeno brucia per formare ancora vapor
« d'acqua e l'ossido di carbonio si ossida a anidride car-
« bonica. Dallo zolfo si produce anidride solforosa. Il vapore
« reagisce con una parte dei cloruri metallici, genera acido
« cloridrico, e così le fumarole acide fanno la loro appa-
« rizione ».

« 3.^o I gas acidi della seconda fase forzano la loro
« via attraverso i cretti nella lava e nelle rocce adiacenti,
« e il loro contenuto in acido viene consumato ad effet-
« tuare varie reazioni pneumatolitiche. Le rocce vengono
« corrose e dove si hanno solfuri si mette in libertà l'i-
« drogeno solforato. Se si incontrano rocce carbonatate,
« viene liberata anidride carbonica ».

« 4.^o Rimane soltanto vapore con un po' di anidride
« carbonica e anche questo ultimo composto presto scom-
« pare ».

« Questo sembra essere il corso generale degli eventi
« benchè possa essere modificato in alcuni dettagli per
« peculiarità locali ».

A tutto questo così perfettamente chiaro e così ma-
gistralmente riassuntivo, io debbo aggiungere però un'os-
servazione, e cioè che in mezzo a questa sequenza di fatti
e di condizioni c'è da segnalare un punto che è capace
di determinare nella fenomenologia magmatica tutto un
nuovo mondo chimico-fisico, e cioè il punto nel quale il
vapor d'acqua raggiunge la temperatura critica. Al disotto
di 374^o.1, temperatura critica dell'acqua, se il vapor
d'acqua proveniente dal magma si trova in uno spazio
comunicante più o meno direttamente coll'esterno, esso

continuerà ad essere vapore e finirà per spandersi nell'aria fino a che la sua temperatura non raggiunga i 100° alla pressione atmosferica nel quale punto inizierà la sua ordinaria liquefazione; ma se esso si trovi in uno spazio chiuso e tale che la pressione ad esso spettante superi le 218 atmosfere (pressione critica dell'acqua) allora accadrà quello che, come insegna la teoria del punto critico, nessuna pressione, neppure le migliaia di atmosfere che presumibilmente si hanno nelle zone magmatiche, aveva potuto compiere, cioè diventerà acqua liquida, o a meglio dire diventerà una soluzione acquosa di tutte le sostanze che accompagnano il vapore e di tutte quelle di cui essa sia o venga ormai in contatto. Il potere solvente, idrolizzante e reattivo di questa acqua liquida che si trova a temperature fino a 374° ed a una pressione di molte centinaia, talvolta di migliaia di atmosfere deve essere qualcosa di poderoso: basti pensare per es. a certe esperienze di soluzione del quarzo nell'acqua a pressioni enormi compiute già dal principio del secolo dal Prof. SPEZIA a Torino o a quelle di BARUS il quale scaldando a 210°, in tubi di acciaio chiusi, acqua e vetro, ne ottenne tutta una massa fluida vischiosa opalescente. Ora in molte anfrattuosità del cono di un vulcano attivo e in tutto il territorio di una zona solfatarica, che non è altro in definitiva che un vulcano sotterrato o, se si vuole, un magma che ha comunicazioni estremamente limitate e difficili col soprasuolo, questa condizione di costipazione del vapore e dei gas vulcanici in spazii chiusi deve bene aversi: e allora questo passaggio allo stato liquido deve essere molto frequente, se pure non è la norma, nelle zone solfatariche. Quando poi la massa di questa acqua magmatica liquefatta, contenente disciolti i gas e le sostanze asportate dalle rocce nell'errare lungo o breve compientesi nelle anfrattuosità del sottosuolo troverà una zona di rocce cretate, o di faglie, o di fratture, o di trasgressioni, o di terreni porosi, ecco che la pressione diminuirà, e il liquido ritornerà vapore che si farà, o potrà farsi, strada fino ad uscire a fiore del suolo o veementemente, sibilando, come nei Soffioni, o

blandamente, o gorgogliando per acque, come accade per tante sparse fumarole; e col vapore si sprigioneranno i gas disciolti, e tutte le sostanze volatili alla temperatura della massa liquida magmatica, che riprende così quella distillazione che si era interrotta nel periodo della condensazione sotto pressione.

Potrà bensì anche accadere che in tutto o in parte non si verifichino più le condizioni di ripresa della distillazione: allora la fase pneumatolitica interrotta non si ripristinerà più, ma continuerà la fase idrotermale sotterranea, con successivo decrescere della temperatura nel lungo errare tra le rocce; e durante questo periodo, con affiorare definitivo dell'acqua alla superficie del suolo, le soluzioni opereranno i più vari metamorfismi di contatto e deporranno filoni di minerali metalliferi.

Ho già detto prima come siano da deprecare le interpretazioni e le ipotesi assolute ed esclusiviste. Ben lungi da me pertanto l'idea che questo interrompersi e riprendere della fase pneumatolitica, cioè questo passare per tre stadi: primo, vapori e gas uscenti dal magma; secondo, liquefazione del vapor d'acqua (e conseguente soluzione di gas e solidi nell'acqua liquida) quando la temperatura scenda al disotto di $374^{\circ},1$ e quando la pressione parziale del vapore superi le 218 atmosfere; terzo, ritorno allo stato di vapore e ripristino della distillazione quando la pressione diminuisca essendo ancora alta la temperatura - siano stadi che si hanno sempre nella catena dei fenomeni fumarolici. Tutt'altro: sarà invece vero che tutte le sequenze e le successioni possibili si verificheranno nelle varie località e magari in una stessa località nelle varie epoche.

Ma quello che intendo di affermare qui è che non deve essere ignorata o trascurata la possibilità della seconda fase, cioè il passaggio per uno stato liquido intermedio temporaneo - perchè lasciar da parte la considerazione di questa possibilità, che forse nello stato solfatarico più o meno si verifica sempre, rende, a mio vedere, incomprensibili molti fenomeni. Dirò meglio: l'ammetterla e l'averla

presente ne rende facilmente spiegabili alcuni che altrimenti richiederebbero spiegazioni tortuose.

*
* *

A dimostrare questo, dirò per quali vie io sono stato tratto a considerare questa ipotesi, che non da oggi mi è sorta in mente, ma da vari anni, come ho anche accennato in una delle mie pubblicazioni precedenti ¹⁾.

Ci sono due o tre fatti che più di tutti mi hanno portato su questa via e sono i seguenti: 1°) il variare della composizione dei gas delle fumarole quando si passa nello stato solfatarico. Nelle fumarole molto calde l'idrogeno, il CH_4 etc. hanno molto spesso altissime concentrazioni e la CO_2 è presente di regola in non alte concentrazioni. Nello stato solfatarico invece la CO_2 rappresenta fino al 95 % e anche più del gas. È per questo che il MERCALLI dice: « La CO_2 rappresenta l'ultimo alito dei vulcani, perchè abbondantissima in quelli quiescenti ed anche in quelli che si possono ritenere definitivamente spenti ». E il CLARKE nel riportare molte analisi di gas vulcanici di varie parti del globo dice testualmente; « queste analisi dicono tutte la stessa storia dalle ricerche italiane; la CO_2 apparisce quando l'attività vulcanica sta spegnendosi ».

Il fatto sperimentale è dunque pacifico: ma quale si-

1) Nella mia Memoria « *Presenza del cripto e dello xeno oltre che degli altri gas nobili nei Soffioni boraciferi toscani. Aspetti geochimici della composizione dei Soffioni* ». Memorie della R. Accademia d'Italia (Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali) 1937 - XV, a pag. 553, scrivevo: « sicchè se sia acqua liquida (sotto pressione ed a « alta temperatura) quella che scioglie i vari gas dei soffioni - acqua « che poi verso la superficie, diminuendo la pressione, darebbe il vapore. . . . etc. etc. ».

E a pag. 588: « L'insieme dei risultati ottenuti mi sembra porga « anche qualche interessante indizio sulla condizione nella quale si trova « nel sottosuolo il fluido dei soffioni, e di ciò ho fatto un accenno nel « corso di questa Memoria, ma penso di tornare su questo punto dopo « aver compiute alcune esperienze attualmente in corso ».

gnificato geochimico ha questo sopravvenire dell'anidride carbonica?

Voi avete sentito quale risposta a questa domanda sia contenuta nelle conclusioni del CLARKE stesso che ho riportato precedentemente. Nella terza fase, dice il CLARKE, i gas acidi prodotti nella seconda fase si aprono la via attraverso i crepacci e reagiscono sulle rocce: se trovano solfuri danno idrogeno solforato, se trovano carbonati danno anidride carbonica.

Certamente questo può accadere. Ma perchè non accade anche nella seconda fase? Perchè l'anidride carbonica aspetta a farsi così abbondante quando si è arrivati al 4.^o o 5.^o tipo di fumarole (gruppi *c*, *d*, *e*, della classificazione riportata a pagina 112 e 113) ossia alle fumarole meno calde, « ultimo alito dei vulcani »? e perchè l'idrogeno, il metano, l'azoto, che nelle fumarole più calde si trovano in quantità qualunque, le più svariate, senza limiti e senza regola, tutto a un tratto scendono tutti ordinatamente a piccoli valori, sicchè in tutte le fumarole solfatariche fin qui note in tutte le parti del mondo si ha un 95 % e più di CO_2 con un po' di H_2S e circa un 5 % in cifra tonda degli altri gas (a meno — debbo aggiungere — che al gas vulcanico vero e proprio si sia nell'ultimo tratto del suo cammino o nella raccolta del campione mischiata aria, nel qual caso l'azoto, potrà avere valori anormali e comparirà anche l'ossigeno)? La sorta di regolarità sopraddetta, non nei singoli valori, chè sarebbe coincidenza inaspettata e inesplicabile, ma nell'ordine di grandezza del contenuto di questi vari costituenti, nei gas vulcanici di tante parti del globo, è veramente inesplicabile, secondo me, se si ammette che i gas vulcanici vengano senz'altro direttamente dal magma.

Ben diversamente invece e ben più chiaramente appaiono spiegati questi rapporti se interviene a un certo momento il fattore solubilità dei gas nell'acqua divenuta liquida. Se interviene il fattore solubilità è evidente che si avrà questo: dato che la soluzione acquosa magmatica è fortemente acida si caricherà di anidride carbonica dalle rocce

carbonatate che sono in quantità enorme nel sottosuolo e si caricherà anche, ma in minor quantità, di H_2S (che potrà poi essere in parte ossidato); si saturerà infine, in quantità rispondenti alle pressioni parziali, di idrogeno, di metano, di azoto. Ma queste solubilità sono piccole mentre quella dell'anidride carbonica è molto grande; ed ecco perchè nei gas che poi si svolgeranno dall'acqua rivaporizzantesi nella seconda fase pneumatolitica si avrà molta anidride carbonica, poco idrogeno, metano, azoto, e ciò in tutti gli stati solfatarici di tutte le parti del globo.

È ben vero che le solubilità dei gas variano col variare delle loro pressioni parziali e che finchè non si possano conoscere i rapporti dei costituenti della fase gassosa pervenuta nel sottosuolo in contatto con la fase liquida, è arrischiato fare previsioni sui rapporti tra le quantità delle sostanze gassose disciolte.

Ma supponiamo che di volta in volta, di passaggio in passaggio, nel suo errare nel profondo sottosuolo, la massa acquifera magmatica, divenuta liquida come io suppongo, sia venuta in contatto con atmosfere successive molto ricche, anche se non ugualmente ricche, nei vari costituenti gassosi minerali (CO_2 , H_2 , CH_4 , H_2S etc.): allora accadrà senz'altro quello che fu sopra descritto e che risponde alle risultanze sperimentali, come dimostra la tabella I:

TABELLA I

		Temp.	CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂	H ₂	CH ₄
SOLUBILITÀ a 100° e 200 atmosfere cc. gas: cc. H ₂ O			26.8	162	1.822	3.40	3.54	3.400
Litri di gas per kg. di vapore	Larderello . .	202°	24.62	0.671	0.240	ass.	0.478	0.446
	Castelnuovo . .	188°	23.27	0.627	0.194	»	0.383	0.418
	Serrazzano . .	173°	16.08	0.529	0.114	»	0.641	0.266
	Sasso	147°	20.02	0.535	0.190	»	0.596	0.524
	Monterotondo .	196°	9.768	0.287	0.116	»	0.470	0.407
	Lago	—	12.65	0.484	0.0694	»	0.977	0.283
	Lagoni Rossi .	142°	11.93	0.435	0.108	»	0.727	0.213
	Media località Soffioni . . .	180° .8	18.26	0.546	0.158	»	0.668	0.388
	Solfatarà di Pozzuoli . . .	149°	79.35	0.755	0.210	»	0.0771	0.0334

In questa tabella si hanno nella prima fila orizzontale le solubilità di vari gas magmatici a 100° e 200 atmosfere (temperatura e pressione che sono le più alte che ho potuto trovare nella letteratura per taluno di essi, mentre per gli altri sono calcolate per extrapolazione colla legge di Henry): nelle file orizzontali seguenti alla prima sono riportate le quantità di CO₂, H₂S, N₂, H₂, CH₄ nel gas dei Soffioni rispondente a 1 Kg. di vapore. Tutti questi valori sono ora vicini, come si vede, o sono molto inferiori a quelli rispondenti alle solubilità, salvo che per un valore della CO₂. Che siano inferiori si spiega benissimo: prima di tutto la pressione parziale dei vari gas deve certo entrare in gioco, abbassando il contenuto in confronto al valore calcolato per la solubilità a pressione totale; in secondo luogo taluno dei gas può essere presente in quantità molto inferiore alla saturazione o può essere consumato fortemente, poniamo per ossidazione, come per es. H₂S. In terzo luogo la temperatura di 100° e la pressione di 200 atmosfere sono state

scelte per necessità, e variando queste, i valori possono ben variare, sicchè i numeri della tabella I possono essere al più un primo dato di orientamento.

Ma la cosa potentemente significativa della tabella I, secondo me, è ciò che riguarda i valori dell'idrogeno, dell'azoto, del metano. Perchè se non si ammettesse il fattore da me supposto della solubilità nell'acqua magmatica liquefatta, sarebbe ben inesplicabile il fatto quasi miracoloso che mai, assolutamente mai, comparisse in nessuno dei gas vulcanici della tabella I una quantità di uno dei costituenti idrogeno, azoto, metano superiore alla solubilità nell'acqua, che cioè un kilogrammo di vapore di nessuno, dico di nessuno, di tutti i soffioni conosciuti non trovasse mai da accompagnarsi ad una quantità di idrogeno, di azoto o di metano, superiore alla quantità che di questi gas si scioglie in un chilogrammo di acqua: e ben difficilmente spiegabile sarebbe poi anche che, nei soffioni, un chilogrammo di vapore si accompagnasse sempre, nelle varie zone, dico sempre da decenni e decenni, alla stessa quantità di gas, tanto che il rapporto gas-vapore è caratteristico di ognuna delle località della Regione boracifera. Ma si potrà obbiettare che tutto questo si riferisce solo alla Regione boracifera. Ebbene si guardi allora la tabella II:

TABELLA II

	Temp.	CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂	H ₂	CH ₄	Osservazioni
SOLUBILITÀ a 100° e 200 atmosf. cc. gas : cc. H ₂ O		26.80	162	1.822	3.40	3.544	3.40	
Bullicame A . . .	61°	26.80	0.106	0.252	—	—	0.0135	Settembre 1937
Bagnaccio I A . .	38°	»	0.082	0.173	—	—	0.039	» »
Bagnaccio II A . .	22°	»	0.111	—	—	—	—	» »
Crociata A . . .	57°	»	0.075	—	—	—	—	» »
Bullicame B . . .	60° 5	»	0.0162	0.149	—	—	0.0081	Aprile 1937
Bagnaccio I B . .	30° 5	»	0.0162	0.324	—	—	0.0735	» »
Bagnaccio II B . .	21°	»	0.0760	0.134	—	—	0.0806	» »
Crociata B . . .	57° 2	»	0.0134	0.0448	—	—	0.0021	» »
Carletti B . . .	57°	»	0.0032	0.594	—	—	0.0189	» »
Solfatarà Pozzuoli .	149°	»	0.0254	0.071	—	0.026	0.0112	Bocca grande 1937
» » . . .	99°	»	0.241	—	—	—	—	Fumarola 1937
Isola di Vulcano . .	140°	»	0.282	0.142	—	0.0103	0.0070	Orlo Cratere
» » » . . .	105°	»	0.431	0.250	—	0.0962	0.0145	Orlo int. Crat.
» » » . . .	97°	»	1.218	0.194	—	0.447	0.0157	Putizza fang.
Santorino eruzione .	—	»	tracce	24.26	0.236	21.66	0.632	Fouqué-Marzo
Id. dopo eruzione .	—	»	»	28.23	0.106	8.570	1.566	» »
Id. sulla lava . . .	—	»	»	6899.3	3259.9	1575.8	30.01	Fouqué 1867
Id. » » . . .	1000	»	»	2667.4	2571.2	6906.0	8.526	» »
Mont. Pelée (Martinique) . . .	400°	»	—	95.705	23.81	14.145	9.509	Dopo eruzione (La Croix Moine)
Fumarola Guadalupa . . .	—	»	1.370	18.305	3.806	—	—	(Id. id. 1900)
Id. id.	—	»	1.737	8.815	1.042	—	—	» » »
Hawaï Kilauea lava cratere . . .	—	»	—	14.50	—	da 3.23 a 4.92	—	Day e Shepherd
Id. id.	—	»	—	11.22	—	da 0.00 a 8.365	—	Shepherd 1919 (media H ₂ O 71 in volume) pre CO ; SO ₂ etc.

1) U. SBORGI - *Analisi dei gas del Viterbese della zona « Bullicame » con particolare riguardo ai gas nobili* « La Ricerca scientifica » - Serie II - Anno VIII, Vol. II, n.° 5-6.

2) Relazione P. GINORI CONTI su « *L'attività endogena quale fonte di energia* ». R. Accad. dei Lincei - Seduta 3 Giugno 1938-XVI.

Qui non potevo riferirmi allé quantità di gas che accompagnano un chilogrammo di vapore, per la ragione che, eccetto che per la Regione boracifera, in tutte le altre analisi che si conoscono manca generalmente il rapporto gas-vapore. Mi sono allora riferito a quei 26,80 litri di CO_2 che rappresentano la solubilità della CO_2 nell'acqua a 100° e a 200 atmosfere; ed ecco che anche qui le quantità di idrogeno, di metano, di azoto magmatico etc. sono sempre inferiori alle solubilità rispettive nell'acqua delle fumarole solfatariche. Quando invece dalle fumarole solfatariche si passa alle fumarole delle alte temperature, cioè quando, nella mia ipotesi, la possibilità della fase idrotermale intermedia scompare e rimane solo la possibilità del fenomeno pneumatolitico, ecco che l'idrogeno, per es., sale a valori che sopravanzano senza regola e senza limiti il valore della solubilità, malgrado che l'idrogeno e il metano nelle fumarole molto calde abbiano molte probabilità di essere consumati per combustione. Tutto questo se non è dimostrativo è per lo meno fortemente indiziario.

E debbo poi prospettare anche un altro aspetto della cosa, che mi pare costituisca un argomento intrinsecamente geochimico fondamentale. Se la ipotesi della fase idrotermale intermedia non fosse giusta, tutto il contenuto in CO_2 delle fumarole meno calde dovrebbe provenire, secondo le indicazioni di CLARKE, dall'azione pneumatolitica dell'acido cloridrico gassoso e di SO_2 delle fumarole più calde sulle rocce carbonatate. Ma allora la quantità di anidride carbonica dovrebbe corrispondere stechiometricamente ai gas acidi presenti nelle fumarole più calde. Ora nelle analisi di queste fumarole non si trova mai tutto questo acido cloridrico e anidride solforosa accompagnato da piccole quantità di idrogeno, di metano e di azoto. Ben altrimenti vanno le cose se esiste la fase idrotermale intermedia, perchè quest'acqua liquida ad altissima temperatura e pressione sarà, come ho già osservato prima, un poderoso mezzo solvente idrolizzante e reagente e porterà quindi in circolo oltre l'acido cloridrico e l'acido solforoso anche tutto ciò che di acido estrarrà dalle rocce che incontra: acido silicico,

acido borico, acido solfidrico, acido arsenioso, antimónico, (idrati di alluminio) etc., ed anche acidi dei materiali organici e biorganici incontrati; e tutto questo potrà bene, alle temperature e pressioni esistenti, estrarre dalle rocce carbonatate torrenti di CO_2 , mentre poi, quando l'acqua riva-
porizzerà nella seconda fase pneumatolitica, la massima parte delle sostanze suddette rimarrà nel profondo, e frattanto col vapore si solleveranno, oltre i gas, le sostanze volatili, acido borico, ammoniaca e carbonato ammonico, composti arsenicali, etc. etc.

Ma c'è dell'altro ancora.

Non abbiamo parlato fin qui dei gas nobili, e su questi ci sarebbero varie cose da dire. Ma io mi limiterò a un'altra constatazione che è contenuta nella tabella III.

TABELLA III

RAPPORTI	Ello del gas naturale Elio dell'aria	Argo del gas naturale Argo dell'aria	Cripto del gas naturale Cripto dell'aria	Xeno del gas naturale Xeno dell'aria
ona Soffioni		$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-3}$
rello . . .	4.22	6.786	1.026	1.84
nuovo . . .	3.20	10.08	1.81	5.16
zzano . . .	3.92	8.64	1.81	2.56
.	4.81	6.76	1.24	2.89
erotondo . . .	5.53	14.35	2.52	7.39
.	5.22	10.01	1.30	2.94
ai Rossi . . .	5.54	10.52	0.95	2.22
ona Viterbo		$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$
ame (a) . . .	0.24	2.25	3.50	8.33
(b) . . .	0.15	1.35	2.68	5.45
ccio I a . . .	0.34	1.16	2.40	4.20
I b . . .	0.618	2.28	3.46	6.80
ta a . . .	0.20	1.14	0.85	3.60
ti b	0.322	4.72	9.57	20.00
ttembre 1936				
orile 1937				
MEDIE		0.01044	0.01809	0.0391
lità	Elio	Argo	Cripto	Xeno
as $\left\{ \begin{array}{l} a 0^{\circ} \\ a 20^{\circ} \\ a 50^{\circ} \end{array} \right.$	0.00967	0.053	0.1105	0.242
	0.0088	0.034	0.0625	0.123
/m	0.0107	0.0257	0.0378	0.090
MEDIE		0.0376	0.0703	0.151
RAPPORTI DELLE MEDIE		$\frac{0.0376}{0.01044} = 3.602$	$\frac{0.0703}{0.01809} = 3.885$	$\frac{0.151}{0.0391} = 3.862$

In essa sono riportate in basso le solubilità a varie temperature dell'elio, dell'argo, del cripto e dello xeno: come è noto queste solubilità crescono dall'elio allo xeno. Ho ora voluto paragonare i contenuti di questi vari gas nei gas dei soffioni, e nei gas della zona del Bullicame di Viterbo, e per far questo ho riportato i rapporti fra il contenuto nel gas naturale e nell'aria. Per l'elio il paragone può essere superfluo perchè l'elio del sottosuolo proviene da accumuli di elio fossile di origine radioattiva; il neo fu calcolato dall'argo, e quindi il dato riferito non ci direbbe più di quello che ci dice l'argo. Ma per l'argo il cripto e lo xeno nel gas naturale, ancora una volta si vede comparire, secondo me, il fattore solubilità, perchè i contenuti rispetto a quelli dell'aria crescono proprio dall'argo al cripto allo xeno, come dall'argo al cripto e allo xeno cresce la solubilità nell'acqua — e questo, tanto per i gas della zona boracifera quanto per quelli della zona di Viterbo che sono di tutti i gas magmatici del mondo gli unici per i quali si conosca il contenuto in tutti i suddetti gas nobili.

Mi sono riferito ai rapporti fra i contenuti in argo, cripto e xeno del gas naturale e i contenuti in argo, cripto e xeno dell'aria, e non ai valori assoluti, perchè ammettendo che l'argo greggio inglobato nella litosfera e nel magma sia in cifre tonde dello stesso tenore in cripto e xeno dell'argo atmosferico, il che in prima approssimazione (salvo adsorbimenti preferenziali locali) può pensarsi che sia - i rapporti suddetti dovrebbero essere uguali finchè si ha una fase gassosa, dato che l'argo il cripto e lo xeno non reagiscono con nessun elemento o composto. Si trova invece che questi rapporti risultano nelle medie rispettivamente 0,01044; 0,01809; 0,0391: ora le solubilità dei tre gas a tre temperature 0°, 20°, 50°, danno come medie 0,0376, 0,0703, 0,151; (valori a pressione di una atmosfera, perchè nella letteratura non se ne trovano altri paragonabili: ma trattandosi di un rapporto fra le tre solubilità questo è sufficiente in prima approssimazione).

Il parallelismo tra i due ordini di medie, espresso dai rapporti fra essi :

$$\frac{0.0376}{0.01044} = 3.602 ; \quad \frac{0.0703}{0.01809} = 3.885 ; \quad \frac{0.151}{0.0391} = 3.862$$

è più stretto perfino di quello che (tenuto conto delle cause di deviazione : influenze di solubilità delle altre sostanze disciolte, etc.) potesse sperarsi. Si osservi che essendosi riferiti ai rapporti rispetto all'aria, l'influenza delle pressioni parziali è già computata implicitamente : e resta la sola influenza dei coefficienti di solubilità. Quindi, salvo a confrontare con ciò che si abbia per altri gas solfatarici, l'ipotesi di una fase liquida intermedia riceve una riprova quantitativa notevole.

*
* *

Questa ipotesi che potrebbe dirsi *della fase idrotermale intermedia* ha il substrato dei fatti sperimentali che ho esposto, ma come dicevo in principio lo studio dei gas e prodotti magmatici di tutto il mondo richiede un contributo sperimentale analitico ben più vasto di quello che oggi si abbia. Questo contributo che io mi auguro possa accumularsi per l'avvenire cimenterà sulla base e al lume dei nuovi dati che si acquisiranno, la idea qui esposta che, se confermata, potrà costituire un utile filo conduttore.

CHRONIQUE DE L'UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE
ASSOCIATION DE VOLCANOLOGIE

PROGRAMME

DE LA

SEPTIÈME ASSEMBLÉE GÉNÉRALE À WASHINGTON

du 6 au 15 septembre 1939

6 Septembre - Mercredi

10.00 - 13.00 : Inscription des délégués et des invités.

20.30 : Première Assemblée Générale et réception
(tenue de soirée).

7 Septembre - Jeudi *

10.00 - 13.00 : Discours du Président-Géodésie.

Rapport résumé du Secrétaire sur les travaux et le fonctionnement du Bureau C. I. de Volcanologie.

Rapport administratif et financier.

14.30 - 16.30 : Discours du Président - Séismologie.

L. C. GRATON — *Nature of the ore-forming fluid. Analysis of Recent Opinions.* — The nature of the solutions that form metalliferous veins is a problem both geological and physico-chemical, and has long interested workers in

* Diversions spéciales pour les dames les jours ainsi indiqués.

each of those fields. Recently it has had attention from investigators skilled in both fields. Their results, supporting magmatic origin of the fluids, are richly illuminating in a variety of respects; but are still in some degree mutually conflicting. The present analysis seeks to distinguish what appears established from what seems yet controversial. Specifically, the following sub-questions are considered: timing and mechanism of separation from the magma; motive power for transport; and nature of the fluids, whether liquid or gaseous, and whether alkaline or acid.

TOM. F. W. BARTH — *Pristine and Contaminated Rock Magma and Hot-Spring Water*.
(Lantern slides).

T. A. JAGGAR — *Applied Volcanology*.

17.00: Ouverture officielle de l'exposition et thé.

8 Septembre - Vendredi

10.00 - 13.00: Discours du President-Météorologie.

A. RITTMANN. — *The primary alkalibasaltic Magma and the origin of « Sial »*. — The author conceives volcanism as a process of degasification of the primary magma which began in praegeologic time and is still continuing. In agreement with T. A. JAGGAR he believes the primary magma to be of alkalibasaltic composition unable to differentiate towards a granitic residual melt. On the other hand the tholeiitic magma type furnishing granitic differentiates is thought to be alkalibasaltic primary magma degenerated by assimilation of sialic material during orogenesis.

The following hypothesis may explain the formation of the first « sial » notwithstanding the atlantic character of the magma, the origin of the three layers of the continental crust and the source of volcanic energy:

The molten globe had once a heavy atmosphere formed by all substances volatil above about 400°C. Currents of convection prevented the magma to differentiate. The first crust of consolidation thus consisted of alkalibasalt and was soon subjected to superficial decomposition by the action of the atmospheric vapors. After cooling and condensation of the water the products of alteration were carried to the primary oceans where they built up the first sediments enriched in radioactive substances. This caused the thermal gradient to be higher under the primary oceans than in the alkalibasaltic primary continents. The basaltic layer under the first sediments began to melt from beneath. The sediments became metamorphosed by heat and volatil substances supplied by the rising magma in the depth. Migmatitisation and partial refusion took place. The mobilized sialic materials migrated upwards forming the upper « granitic » layer of the crust. The residue of the transsudated sediments remained in the intermediate layer, whilst the lower layer consisted of more or less metamorphic alkalibasalt. In the meantime the isostatic equilibrium was disturbed. The lighter « sialized » sediments rose above the sea level, and the primary oceans became thus the nuclei of our sialic continents. The homogeneous alkalibasaltic crust of the primary continents sunk and was invaded by the sea and formed our actual oceans. These events are called « isostatic inversion »

The uplift of the sial was accompanied by an influx of magma in deeper regions. Geosynclinal furrows developed on the border of the rising continents. There the same events as under the primary oceans happened and probably formed the main source of energy for orogenesis. During the geosynclinal stage basaltic volcanism of primary magma more or less contaminated by assimilation of sial or sediments took place. In the stage of folding no superficial volcanism occurred, but metamorphism and anatexis developed to a great extent. Large plutonic bodies of acid rocks of migmatitic origin were formed. The mountain chain rose to reestablish isostasy. During the

last movements hybrid and syntectic magmas of pronounced pacific character may come to the surface along extensive fracture planes.

In praegeologic time a certain amount of gases and especially of water remained dissolved in the molten magma under the pressure of the heavy atmosphere (about 300 atm). When condensation began the gas charged magma was yet protected by the crust of consolidation. Discharges of gases happened only where the pressure was lowered by fracturing of the crust, besides gases were lost in orogenic belts by distillation. Nevertheless still to day the primary alkalibasaltic magma is oversaturated for surface conditions. In the residual melts differentiated from primary, syntectic or hybrid magmas the gas content even increases considerably. Late orogenic continental volcanism is therefore much more explosiv than the primary volcanism of the oceanic islands.

14.30 - 16.30 : Discours du Président - Magnetisme et Electricité Terrestres.

A. MICHEL - LEVY. — *Production artificielle de minéraux par la pneumatolyse, à l'aide d'explosifs. Enseignement à en tirer pour expliquer la génèse des minéraux dans l' ruptivisme profond et dans le volcanisme.* — On a couramment recours, pour expliquer la génèse des minéraux des roches de profondeur et des roches effusives, à la notion de déplacements d'éléments à l'état gazeux (pneumatolyse), ou à l'état liquide (magmas), ou à l'état solide (métamorphisme thermique).

Des expériences sur les explosifs brisants et leurs effets lumineux intenses m'ont conduit à la mise au point d'une technique nouvelle, la micropyrotechnie, par laquelle je suis parvenu à me servir des hautes températures et des hautes pressions développées au moment de la détonation pour porter des corps mis en mélange avec l'explosif à des  tats gazeux comparables à ceux devant exister dans les nébuleuses ; le recuit pendant quelques jours, à des

températures relativement basses et sous pression, de ces gaz, a permis la cristallisation d'un certain nombre d'espèces cristallines.

Les données ainsi recueillies sont fort instructives pour venir à l'appui des hypothèses sur la genèse de certains minéraux du granite, des remplissages filoniens (aplites et pegmatites), et la genèse des minéraux de fumerolle dans le volcanisme, par les effets de la pneumatolyse.

F. STELLA - STARRABBA. — *Differenziazioni del magma dell' Etna rilevate dal variare della composizione dei prodotti lavici nel corso delle eruzioni.*

20.30 : Conférence publique.

9 Septembre - Samedi

10.00 - 13.00 :

J. VERHOOGEN. — *New data on the mechanism of eruptions of Hawaiian type. The 1938-39 eruption of Nyam-lagira, Belgian Congo.* — The mechanism of eruptions of Hawaiian type is discussed in the light of observations and physical measurements carried out during the first part of the tremendous 1938-39 eruption of the Nyam-lagira volcano, Western Rift Valley.

(Lantern slides and motion pictures).

Après-midi : Escursions en automobile dans Washington et ses environs.

10 Septembre - Dimanche

Toute la journée. Excursion en automobile à Annapolis.

11 Septembre - Lundi

10.00 - 13.00 : Discours du Président - Océanographie.

S. TOMKEIEFF. — *The basalt lavas of the Giant's Causeway district in Northern Ireland.* — The famous columnar basalt lava forming the Causeway, while it belongs to an upper series of olivine-free tholeiitic basalts, projects seawards at the base of high lava-cliffs at the level of and in contact with a lower series of olivine-dolerite lavas. Its anomalous position is explained by supposing that the lowest flow of the columnar upper series filled a river-valley excavated in a thick interbasaltic series of laterites and the underlying lower basalts. Suggestions are made in regard to the terminology and mode of formation of the remarkable columnar structures. A petrographical description, together with a number of chemical and modal analyses, is given, and the petrogenesis of the lavas is discussed.

E. G. H. BLYTH. — *The nomenclature of pyroclastic deposits.* — A selection of terms used for pyroclastic ejecta is briefly discussed, together with some principles of classification. A scheme of classification for consolidated pyroclastic deposits, based on the size and proportions of the component fragments, is put forward and its terms are defined.

It is hoped that discussions will show whether the proposed scheme is acceptable either in whole or in part, and what would be the suitable equivalent terminology in other languages.

J. E. RICHEY. — *Association of explosive brecciation and plutonic intrusion in the British Tertiary igneous province.* — An epitome, with examples, dealing with: (1) the alternating sequence of plutonic intrusion and explosive brecciation in the various plutonic districts and the magmas

concerned; (2) an inference that, in districts where a series of explosive periods is demonstrable, the situation of the explosions became more deepseated as time went on; (3) a suggestion that a distinction may be made according to whether the brecciation preceded, accompanied or followed the appearance of the magmatic carrier at the particular level concerned.

E. B. BAILEY. — *Report on British Volcanological Research during the period 1936-39.*

W. Q. KENNEDY. — *Map of World showing volcanoes at which eruptions have been recorded.* — 443 volcanoes are catalogued and indicated by a spot and number on a map (Mercator's Projection) with equatorial scale 1:25,000,000.

F. CASTALDI. — *Il cratere di Quarto nei Campi Flegrei.* — L'A. premette, quale Introduzione all'indagine, un cenno storico relativo a quanti si sono occupati, anche se incidentalmente, del cratere in questione. Appartiene ancora alla predetta Introduzione l'elenco e la descrizione delle Carte topografiche e geologiche.

Nel I capitolo: *I materiali.* L'A. esamina i materiali eruttati dal cratere di Quarto sovrapposti a quelli del II periodo flegreo e specialmente al tufo giallo del Gauro. Egli distingue in: materiali minuti (tufi e ceneri); materiali frammentari (bombe, lapilli, scorie, pomici); materiali massicci (frammenti di lave e lave scoriacee); nell'esame dei materiali l'A. completa la descrizione petrografica con i principali dati chimici e mineralogici.

Nel II capitolo: *Tettonica.* L'A. premette le indicazioni delle dimensioni del vulcano in questione e l'esame della superficie preesistente al cratere di Quarto, lo attribuisce al I sottoperiodo del terzo periodo eruttivo dei Flegrei e quindi anteriore alla formazione del cratere esterno degli Astroni. L'A. esamina la tettonica della cerchia interna e di quella esterna, specialmente in rapporto all'argine esterno

del cratere di Campana e quindi illustra la tettonica di tutto l'apparato.

Nel III capitolo : *Relazioni con i vulcani limitrofi*. L'A. esamina le relazioni del cratere di Quarto con i preesistenti apparati di tufo giallo e di questi con gli apparati di tufo grigio, ricostruendo i contatti del cratere di Quarto, oltre che con l'apparato di Campana e con gli apparati di Pisano e di questi ultimi con i crateri di Fossa Lupara, in ispecial modo con il cratere di Pianura e di questo con Agnano, con gli Astroni, con la Solfatara, e con il Cigliano.

Nel IV capitolo : *Morfologia*. L'A. accenna brevemente alla trasformazione subita nel tempo dall'apparato per opera dei fattori esogeni e specialmente dell'acqua piovana, che si deposita abbondante nel fondo e che oggi vien raccolta in appositi canali di scolo e avviata verso il mare per opera della bonifica.

In fine, nella Conclusione, l'A. accenna sinteticamente all'attività vulcanica nei Flegrei e riprende la questione relativa alle tre fasi o sottoperiodi, così detti dal DE LORENZO, del terzo periodo eruttivo del tufo grigio.

M. BOSSOLASCO. — *Travaux géophysiques au Stromboli*.

14.30 - 16.30 : Discours du Président-Volcanologie.

G. CAROBBI. — *Ricerche vesuviane*. — L'A. riassume le ricerche vesuviane eseguite da lui e dai suoi allievi ALFANI e MINGUZZI dopo il 1932, anno della improvvisa morte del più grande illustratore dei minerali vesuviani : Ferruccio ZAMBONINI. L'A. intende dedicare queste ricerche alla memoria del grande Maestro scomparso.

Nuovi minerali fra i prodotti vesuviani. In alcune incrostazioni che tappezzavano le pareti interne di una fumarola ad SO_2 situata in un canale lavico della cupola gialla (formatasi nell'aprile-maggio 1924) è stato rinvenuto, misto ad acido borico ed a fluosilicati, il fluoborato sodico NaBF_4 che l'A. ha proposto di distinguere col nome di

Ferruccite in onore di FERRUCCIO ZAMBONINI. Sono state studiate le proprietà ottiche del composto artificiale al fine di confrontarle con quelle del prodotto naturale, che si presenta in cristalli rombici otticamente positivi con $2V = 120^\circ$.

Nei miscugli salini delle fenditure incandescenti delle lave del fontanile apertosi nel giugno 1933 alla base Sud del conetto eruttivo ed, in particolare, in una stalattite raccolta dopo la pioggia sono stati rinvenuti dei bisolfati alcalini, nuovi per il Vesuvio ed anche come specie mineralogica. Già l'analisi quantitativa dimostrò la presenza di $KHSO_4$ e le ricerche microscopiche confermarono l'esistenza di cristallini tabulari biassici positivi con $\alpha = 1.445$ e $\beta = 1.490$ $2V = 56^\circ$ corrispondenti al bisolfato potassico che l'A. ha proposto di distinguere col nome di *Mercallite* in onore del Prof. Giuseppe MERCALLI.

Nelle stalattiti raccolte il 7 febbraio 1934 nella grotta cunicolo delle lave del dicembre 1933 nel quadrante NE. del fondo del cratere vesuviano sono stati nuovamente trovati bisolfati alcalini misti a fluoruri; si tratta di stalattiti lunghe fino a 10 cm. di colore giallo ricoperte di una polvere grigia a bisolfati con fluoruri e fluosilicati. Oltre alla mercallite è presente, come risulta dall'analisi, il bisolfato sodico e quasi certamente il fluoruro potassico.

Inoltre nella massa è stata rinvenuta una sostanza apparentemente amorfa con $n = 1.406$ non isolabile ma della quale è stata calcolata la seguente probabile formula $CaF_2.2MgF_2.2NaF.4Al(F, OH)_3$. — C. MINGUZZI da un miscuglio non del cratere di granuli azzurri e verdi misti a quarzo ed a $CaCO_3$ ha isolato delle laminette di sfaldatura di cristalli negativi con

$$\alpha = 1.589 \quad \beta = 1.627 \quad 2V = 13.014' \text{ e } \gamma \text{ vicinissimo a } \beta$$

L'analisi è stata dovuta eseguire sul miscuglio ed il quarzo è stato dosato, in modo approssimato, per via chimica. La formula che in tal caso si ricava è la seguente: $2(Ca, Na)(Cu, Al)(Si, Al)_4(O, OH)_{10} \cdot H_2O$. L'A. ha pro-

posto di distinguere questo nuovo minerale col nome di cuprorivaite.

Minerali nuovi per il Vesuvio. Nei miscugli contenenti mercallite è stata anche rinvenuta la misenite $K_2SO_4 \cdot 6KHSO_4$ che SCHACCHI trovò nella grotta dello zolfo a Capo Miseno ma che non era mai stata trovata al Vesuvio.

In un prodotto gialliccio deliquescente raccolto nel 1928 nelle fumarole a cloruri alcalini del fondo del cratere è stata identificata l'alluminite $Al_2(OH)_4SO_4 \cdot 7H_2O$ in cristallini prismatici con $n_p = 1.454$ e $n_g = 1.470$ e allungamento negativo.

Sono inoltre nuovi per il Vesuvio: la glauberite $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$ e la polyhalite $2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$ rinvenute da ALFANI fra i prodotti dell'attività fumarolica del maggio-giugno 1933 e precisamente nelle fratture di un voccolillo alto quasi m. 5 formatosi sul percorso delle lave scaturite dal fontanile apertosi il 3 giugno 1933 alla base sud del conetto.

Nuovi ritrovamenti di minerali già noti. Sulle pareti di un voccolillo della cupola lavica esistente nel fondo del cratere vesuviano nel 1922 erano state raccolte delle incrostazioni a cloruri alcalini impregnate di HCl, cloruro ferrico cloruro rameico e, nell'interno, cloruro ferroso; sulla superficie di dette incrostazioni furono individuati dei cristallini di mitscherlichite $K_2CuCl_4 \cdot 2H_2O$ notevoli perchè diversi da quelli finora trovati dall'A. al Vesuvio in quanto contenenti il 2.5 % di $K_2FeCl_4 \cdot 2H_2O$ in soluzione solida; il peso specifico era 2.40 anzichè 2.416 come dovrebbe aversi per il composto di rame. Esperienze di sintesi hanno mostrato la possibilità di esistenza di cristalli misti tetragonali contenenti al massimo il 2.5 % del composto di ferro. Fra i prodotti fumarolici del dicembre 1930 l'A. ha ritrovato la picromerite $K_2MgSO_4 \cdot 2.6H_2O$ che dal 1916 non era più stata segnalata; i cristalli sono cupriferi (CuO 0.10 %) e sono accompagnati da alite e silvite.

ALFANI ha studiato vari cristalli di allume raccolti dal Prof. MALLADRA nel 1933 nella cosiddetta fumarola gialla del fondo craterico. Dell'allume vesuviano non si conosce-

vano buone analisi e l'ALFANI ha potuto accertare la presenza del Cr, Mn, V, Ti, Cs ed anche rubidio la cui presenza al Vesuvio era finora poco sicura.

MINGUZZI ha ripreso lo studio delle aftitaliti analizzando e facendo le proprietà ottiche dei cristalli formatisi nel fondo del cratere nel 1933 e nel 1934; alcune di esse si avvicinano molto, come composizione, alla nuova formula KNaSO_4 di PERRIER e BELLANCA, e contengono oltre che Mn e Cu anche Zn.

Ricerche su aftitaliti sintetiche hanno permesso di stabilire l'influenza che la presenza del rame esercita sull'habitus dei cristalli.

L'augite pneumatolitica del fondo craterico è stata oggetto di studio da parte di ALFANI che vi ha trovato: Sb, Cr, As, Pb e Co. Sono stati determinati gli indici di rifrazione col metodo di Merwin e Posnajak.

Nei sali delle fumarole del 1933, fra i composti ferro già noti, ALFANI ha trovato dei cristalli corrispondenti, con ogni probabilità, all'esaidrato del solfato ferroso.

L'A. e M. ALFANI hanno ripreso lo studio dei minerali dei blocchi calcarei metamorfosati del Somma; nella forsterite è stato rinvenuto il Ni, Co, Pb, oltre che Mn e Cu; in un augite diopsidica è stata accertata la presenza di Cr, Sb oltre che Mn, Pb, Cu, e Zn.

Firenze - Istituto di Mineralogia della R. Università.
Luglio 1939 - XVII.

F. SIGNORE. — *L'attività vulcanica nel golfo di Napoli.* — L'A. accenna ai principali fenomeni verificatisi nel triennio 1937-39 nei vulcani partenopei.

20.30 : Réception et danse (tenue de soirée avec décorations).

12 Settembre - Mardi

10.00 - 13.00 : Elections du Président, des Vice-Présidents et du Secrétaire.

G. PONTE. — *Rapporto riassuntivo dei fenomeni osservati sull' Etna durante il triennio 1937-1939.* — L'A. richiamando il precedente rapporto dei fenomeni osservati sull' Etna nel triennio 1934-36 presenta quello del triennio, a partire dal gennaio 1937 a tutto il 1° semestre 1939.

D. ABBRUZZESE. — *Rapporto riassuntivo dei fenomeni osservati sullo Stromboli durante il triennio 1937-39.* — L'A. richiamando il suo precedente rapporto dei fenomeni osservati sullo Stromboli nel triennio 1934-36 presenta quello del triennio, a partire dal gennaio 1937 a tutto il 1° semestre 1939.

G. PONTE. — *Nuovo metodo per la raccolta dei gas che esalano dalle colate laviche, dalle fumarole e dalle rocce arroventate o fuse.* — L'A. ricorda un suo apparecchio detto inalatore (Vedi Rend. Acc. dei Lincei, Vol. XXXI Ser. 5, I° sem. 1922) col quale durante l'eruzione etnea del 1923 poté raccogliere i gas esalanti dalla lava prima che venissero in contatto con l'aria. Ricorda una sua nota sulle fumarole vulcaniche (Rend. Acc. dei Lincei Vol. XVII, Ser. 6, I° sem. 1933) e indica il nuovo metodo usato per raccogliere i gas delle fumarole e per conoscere le variazioni che esse presentano durante la inalazione di gas inerti e di gas attivi. Fa cenno infine delle esperienze iniziate nel laboratorio dell' Istituto Vulcanologico Etneo consistenti nel fondere le vulcaniti in corrente di argon, di ossigeno e di vapore acqueo e analizzandone i prodotti gassosi che si svolgono.

G. PONTE. — *Registrazione continuativa della intensità delle esplosioni vulcaniche e loro importanza nello studio*

delle relazioni che esse hanno con le condizioni dell'atmosfera.— L'A. descrive un tipo di apparecchio da adoperare sull'Etna e sullo Stromboli per la registrazione della intensità delle esplosioni consistente in un microfono detto di *Choc*, cioè sensibile solo agli spostamenti d'aria dovuti ad esplosioni, di un oscillografo meccanico che rivela gl'impulsi del microfono ad esso collegato con cavetto che dal cratere arriva all'Osservatorio ove è installato l'oscillografo e il registratore fotografico. Fa rilevare l'importanza che ha la registrazione delle esplosioni per lo studio dei rapporti che esse hanno con i fenomeni atmosferici.

G. PONTE. — *Dispositivo per la raccolta e l'analisi dei gas nell'interno dei crateri profondi dell'Etna.*— L'A. descrive il congegno che ha dato più pratici risultati per la raccolta dei gas nei posti inaccessibili del cratere centrale e della bocca subterminale dell'Etna.

D. ABBRUZZESE. — *Colate laviche con pseudo crateri dello Stromboli.*— L'A. tratta sul periodo effusivo maggio-giugno 1938 dello Stromboli, durante il quale parecchie colate di lava raggiunsero il mare. Descrive l'eruzione del 1° giugno alla quale assistette e che gli diede occasione di poter fare interessanti osservazioni sulle colate laviche, sulle gallerie di svuotamento che si formarono e su alcuni pseudo crateri nelle colate stesse. Sono pure riportati i risultati delle ricerche petrografiche e chimiche fatte sul materiale lavico e clasmatico raccolto.

G. PETRUCCI. — *Sulla possibilità di registrare i movimenti del magma nel condotto eruttivo di un vulcano.*— L'A. dopo di avere accennato all'importanza che può avere ai fini scientifici la registrazione dei movimenti del magma nel condotto eruttivo di un vulcano, mostra, attraverso alcune esperienze su modelli costruiti in laboratorio, la possibilità di una utile registrazione e dimostra che tale possibilità può raggiungersi più facilmente mediante l'impiego di alcuni metodi usati nella prospezione del sottosuolo.

14.30 - 16.30 : Séance du Bureau.

13 Septembre - Mercredi

10.00 - 13.00 :

G. C. GEORGALAS. — *Die postvulkanische Fumarolentätigkeit und waermehaushalt des Santorin-vulkans.*

G. HANTKE. — *Das Vulkangebiet zwischen den Seen Ranco und Puyéhue in Süd-Chile.* — Zwischen den Seen Ranco und Puyehue in Süd-Chile liegt ein zusammenhängendes Vulkangebiet von 9 Kraterbergen, bisher noch wenig erforscht und darum letzthin im Februar 1939 von Herrn M. Vogel aus Santiago (Chile) besucht. Zwei Krater sind in historischer Zeit entstanden : Riñínalme (1907, abschliessend Quellkuppenbildung) und Cordillera Pelada (1921 : schwerer Explosivausbruch, ausgedehnter Aschenfall, Lavaerguss. 1922, 1929, 1934 wieder tätig). Der grösste Vulkan ist der Puyéhue, 2240 m, schwache Fumarolentätigkeit. Im Centrum der Region liegt das ausgedehnte Fumarolenfeld Los Azufres. - Literatur, 6 Fotos.

Après-midi : Petites excursions pour les Associations.

20.30 : Conférence publique.

14 Septembre - Jeudi

Matinée et après-midi : Séances communes avec les autres Associations.

15 Septembre - Vendredi

10.00 - 11.00 : Eventuels.

11.00 - : Dernière Assemblée Générale de l'Union géodésique et géophysique internationale.

AMERICAN GEOPHYSICAL UNION
Officers of the American Geophysical Union
and of its Section (february 15, 1939)

Officers of the Union

President,	R. M. FIELD	(1938-1941).
Vice President,	W. C. LOWDERMILK	(1938-1941).
General Secretary,	J. A. FLEMING	(1937-1940).

Officers of Sections.

<i>Section.</i>	<i>President.</i>	<i>Vice-President.</i>	<i>Secretary.</i>
<i>Geodesy</i>	C. H. Swick (1938-1941).	R. M. Wilson (1938-1941).	W. D. Sutcliffe (1937-1940).
<i>Seismology</i>	J. B. Macelwane (1938-1941).	H. E. McComb (1938-1941).	Frank Neumann (1936-1939).
<i>Meteorology</i>	R. H. Weightman (1938-1941).	C. W. Thornthwaite (1938-1941).	H. D. Harradon (1938-1941).
<i>Terrestrial magnetism and Electricity</i>	E. O. Hulburt (1938-1941).	E. A. Eckhardt (1938-1941).	J. Wallace Joyce (1938-1941).
<i>Oceanography</i>	C. O. Iselin (1938-1941).	G. F. McEwen (1938-1941).	P. C. Whitney (1938-1941).
<i>Volcanology</i>	E. G. Zies (1938-1941).	Adolf Knopf (1938-1941).	James Gilluly (1938-1941).
<i>Hydrology</i>	L. K. Sherman (1936-1939).	J. E. Church (1936-1939).	K. H. Beij (1936-1939).

SOMMAIRE

Notes, mémoires et rapports de Volcanologie

A. LACROIX — <i>Les transformations récentes du sommet du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion.</i> (Avec 14 planches)	pag. 3
A. CAILLEUX — <i>Action du vent sur les formations volcaniques en Islande.</i> (Avec 8 planches et 10 figures dans le texte)	» 19
G. MIRIGLIANO — <i>Italite tipica fra i prodotti dell'eruzione del Vesuvio nel 79 d. C.</i> (Con 1 tavola)	» 65
E. AUBERT DE LA RÛE — <i>Le volcanisme en Côte Française des Somalis.</i> (Avec 11 fig. et 12 planches)	» 71
U. SBORGI — <i>Considerazioni chimiche e chimico-fisiche sui gas vulcanici e magmatici</i>	» 109
Chronique de l'Union Géodésique et Géophysique internationale	» 133

Pour toute communication relative au Secrétariat général de l'Association internationale de Volcanologie, adresser: Prof. **FRANCESCO SIGNORE**,
Via Tasso, 199 - Napoli - **Italie**.
Téléph. **15749**

